

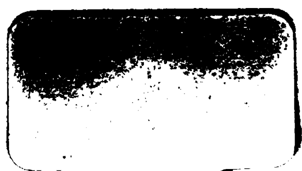
LEITFADEN

zur

WETTERKUNDE

von

Professor Dr. R. Börnstein



LEITFADEN

DER

WETTERKUNDE

LEITFADEN

DER

WETTERKUNDE

GEMEINVERSTÄNDLICH BEARBEITET

VON

Dr. R. BÖRNSTEIN

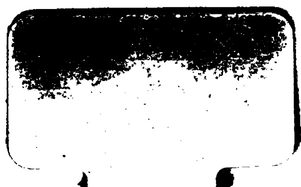
PROFESSOR AN DER KÖNIGL. LANDWIRTHSCHAFTLICHEN HOCHSCHULE ZU BERLIN

MIT 52 IN DEN TEXT EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN
UND 17 TAFELN

BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1901



LEITFADEN

DER

WETTERKUNDE

Luftdruck. Verticale Vertheilung 73. Barometrische Höhenformel. Druckvertheilung auf der Erde; nach Breitengraden 74. Jährlicher und täglicher Gang 75. Gezeiten des Meeres 78, der Luft 79. Quecksilberbarometer. Reduction auf 0° 81. Schwerecorrection. Aneroid. Hypsothermometer 82. Reduction auf Meeresniveau 83.

Wind. Entstehung aus Unterschieden in Luftdruck und Temperatur 83. Ablenkung durch Erddrehung 85. Barisches Windgesetz 86. Barometrischer Gradient. Ablenkungswinkel. Windstärke nach Beaufort-Scala. Allgemeines Windsystem der Erde 87. Calmen. Passate. Meeresströmungen 90. Land- und Seewind. Berg- und Thalwind. Stärke und Richtung des Oberwindes 91. Täglicher Gang der Windstärke 92. Jährlicher Gang. Windfahne. Stärketafel 93. Schalenkreuz 94.

Wetter. Aufsteigender Luftstrom 94. Böe 95. Böenwolken 96. Gewitternase. Böenlinie (Durand-Gréville) 98. Gewittersack. V-förmige Isobaren. Gewittersturm vom 9. August 1891 99. Aufrechter Luftwirbel, Windhose 100. Tornado. Gewitter. Franklin's Drachenversuch 101. Donner. Aussehen der Blitze. Bandblitz 102. Flächen-, Kugelblitz. St. Elmsfeuer 103. Wetterleuchten 104. Blitzableiter 105. Blitzgefahr. Fortschreiten der Gewitter. Isobronten 106. Wärme und Wirbel-, Front- und erratische Gewitter 107. Einfluss der Gebirge und Flüsse auf das Fortschreiten der Gewitter 109 Fortschreitungsgeschwindigkeit. Zugrichtung. Täglicher und jährlicher Gang der Gewitterhäufigkeit. Ursprung der Gewitter 110. Vertheilung der luftelektrischen Spannung. Niveauflächen 111. Potentialgefälle; dessen jährlicher und täglicher Gang 112, Beziehung zur Luftfeuchtigkeit, Abnahme nach oben. Gewittertheorien von Sohncke, Exner, Arrhenius, Ester und Geitel 113. Ionentheorie 114. Barometrische Minima und Maxima. Beziehungen zwischen Druckvertheilung und Wind 115. Cyklonale und anticyklonale Luftbewegung 116. Einfluss der Centrifugalkraft 117. Beziehungen der barometrischen Maxima und Minima zu Bewölkung und Niederschlag 118, zur Temperatur 119. Ortsveränderung der Minima 120. Rechtsdrehen und Krimpen des Windes. Fortschreitungsgeschwindigkeit der Minima. Beziehungen der Depressionswege zur Vertheilung von Temperatur und Druck 121. Depressionsbahnen 122. Beispiele cyklonaler Witterung (Sommerminimum, Winterminimum, Gewitter, Ueberschwemmung). Ortsveränderung der Maxima 125. Wintertypen nach Hoffmeyer. Actionscentra nach Teisserenc de Bort 126. Dessen Wintertypen. Wettertypen nach Köppen und van Bebber 127. Oertliche Wetterregeln und Beobachtungen 137.

Witterungsdienst. Bisherige Leistungen und Ziele 138. Gründung der Seewarte. Wettertelegraphie 139. Chiffrirsystem. Isobarentelegramm. Prognosen der Seewarte 140. Sturmwarnung. Aufhören der Hamburger Prognosen 141. Abonnementsdepeschen, Ergänzungsdepeschen. Wetterdienst in Sachsen 142, in Bayern, Württemberg 143, in Baden, Elsass-Lothringen 144, in Magdeburg, Berlin. Zeitungsprognosen. Wetterdienst in Weilburg 145, in Belgien, Canada 146, in Britisch Columbia, Dänemark, England 147, in Frankreich, Holland, Japan 148, in Italien, Norwegen, Oesterreich 149, in Ungarn, Russland, Schweden, Schweiz 150, in den Vereinigten Staaten von Amerika 151. Berathungen in Kassel, Dresden, Hamburg 162. Besprechung der Hamburger Beschlüsse und Vergleichung mit dem anderwärts Erreichten 153. Van Bebber's neues Radialsystem 154. Oertliche Nebenstellen 155. Nothwendigkeit der Verbreitung besserer Kenntniss der Wetterkunde 156.

Tabellen. Psychrometertafel 157. Reduction des Barometerstandes auf 0° 160, auf Normalschwere 161, auf Meeresniveau 162. Vergleichung der Thermometerscalen 164.

Litteratur 165. Alphabetisches Register 174. Verzeichniss der Tafeln 182.

Einleitung.

Die Meteorologie (Wetterkunde) oder Physik der Atmosphäre hat als Ziel die wissenschaftliche Erkenntniss der in der Luft stattfindenden Vorgänge und die praktische Anwendung dieser Erkenntniss zur Vorhersagung der kommenden Witterung.

Die atmosphärische Luft besteht hauptsächlich aus Sauerstoff und Stickstoff; dazu kommen noch Argon, Krypton, Neon, Metargon sowie wechselnde Mengen von Ozon, Wasserdampf, Kohlensäure, Ammoniak, schwefliger Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff u. s. w. In der trockenen kohlensäurefreien Luft sind 21 Raumtheile Sauerstoff und 79 Raumtheile Stickstoff enthalten, und dies Zahlenverhältniss scheint keinerlei erheblichen räumlichen oder zeitlichen Aenderungen unterworfen zu sein. Die neuerdings entdeckten Gase Argon (1894), Krypton, Neon und Metargon (1898) sind in so geringen Mengen vorhanden, dass sie für meteorologische Vorgänge nicht in Betracht kommen.

Auch das Ozon hat keine eigentlich meteorologische Bedeutung. Seine oxydirende Kraft beschleunigt die Zerstörung etwaiger Fäulnissproducte und begründet damit den hygienischen Werth des Ozons. Eine Vorstellung von der Menge des vorhandenen Ozons ergeben vergleichende Messungen von de Thierry (1), bei welchen im Herbste 1896 in Montsouris (Paris) 2,3 bis 2,4 mg, zugleich am Montblanc in Chamonix (1050 m hoch) 3,5 bis 3,9 mg und auf den Grands Mulets (3020 m hoch) 9,4 mg Ozon in je 100 cbm Luft gefunden wurden. Ueber den in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampf handelt ausführlich das später folgende Capitel „Luftfeuchtigkeit“. Die Kohlensäure ist im durchschnittlichen Betrage von etwa 3 Raumtheilen auf 10 000 vorhanden, schwankt aber nach Zeit und Ort erheblich. Quellen für die atmosphärische Kohlensäure sind Athmung, Verwesung, Verbrennung; Exhalationen aus dem Boden; Grundluft; und das Meer. Verbraucht wird andererseits Kohlensäure durch die Vegetation, namentlich unter Einwirkung des Lichtes, also bei Tage. Wie Ebermayer (2) berechnet hat, verbraucht ein erwachsener Mensch in einem Jahre zum Athmen so

viel Sauerstoff, als eine bewaldete Fläche von 3 Ar producirt, und liefert in der ausgeathmeten Kohlensäure genügenden Kohlenstoff, um bei mittlerem Ertrage des gleichen Waldes die Holz- und Blattbildung zu unterhalten.

Die Luft ist in den Städten reicher an Kohlensäure als auf dem Lande; ferner ist im Freien der Gehalt an Kohlensäure Nachts und bei trübem Wetter grösser als am Tage und bei Sonnenschein, an der Küste bei Seewind grösser als bei Landwind, und in der Bodenluft grösser als darüber in der freien Atmosphäre. Die sonst noch vorkommenden Luftbestandtheile sind meistens an örtliche Zustände gebunden und ohne wesentliche Bedeutung für die Witterungsverhältnisse.

Erwähnt seien endlich noch die nicht luftförmigen Beimengungen der Atmosphäre, die man als „Staub" zu bezeichnen pflegt. Die Zählung der in einem gemessenen Luftvolumen vorhandenen Staubtheilchen kann in der Weise geschehen, dass man eine eingeschlossene Luftmenge sich ausdehnen lässt und dadurch abkühlt. Dann bildet jedes Staubtheilchen den Kern eines durch Condensation entstehenden Wassertröpfchens und sinkt mit dieser Belastung auf den Boden des Gefässes, wo man mit einer Lupe die Tröpfchen zählen kann. So bestimmte Aitken (3) die Stäubchenzahl und fand als untere Grenze auf hohen Bergen und bei günstiger Windrichtung 200, in der Nähe von Städten dagegen Tausende und im Innern der Städte Hunderttausende von Staubtheilchen im Cubikcentimeter Luft. Derselbe Beobachter verglich auf dem Rigi den Staubgehalt der Luft mit den Färbungen des Sonnenunterganges; bei staubfreier Luft erschien die Beleuchtung kalt, aber klar und scharf, bei stauberfüllter Luft dagegen intensiver, wärmer und milder. Bedenkt man, dass in freier Luft gerade wie bei der eben erwähnten Methode der Staubzählung die einzelnen Theilchen als Condensationskerne wirken und Nebel oder Wolken erzeugen können (s. S. 40), so erscheint es verständlich, dass von so vielen Landbewohnern die Färbung des Sonnenunterganges als Anzeichen für die Witterung des kommenden Tages angesehen wird. Einen Begriff von der Gewichtsmenge des über einer Stadt schwebenden Staubes giebt die Beobachtung von Assmann (4), der 1882 über dem westlichen Theile von Magdeburg (also an der weniger staubreichen Windseite) in 31 m Höhe als Mittel zahlreicher Versuche 3 bis 4 mg Staub im Cubikmeter Luft fand und daraus berechnete, dass über der etwa zwei Quadratkilometer grossen Stadt in einer 50 m hohen Luftschicht mindestens 300 kg Staub (sechs Centner!) schweben. Durch Regen wurde die Staubmenge auf ein Zehntel bis ein Zwanzigstel jenes Werthes herabgemindert. Welchen Einfluss die Höhe hierbei hat, zeigen Messungen, die Prim (5) in London anstellte, indem er auf horizontalen Flächen, die in verschiedenen Höhen je fünf Stunden lang ausgespannt waren, die angesammelte Substanz bestimmte. Die reinste Luft fand sich in 9 bis 12 m Höhe, darunter schwebt Staub, darüber Russ. Es braucht wohl kaum erwähnt zu

werden, dass im Staub sich vielerlei organische Bestandtheile vorfinden und insbesondere auch krankheitserzeugende Bacterien. Wahrscheinlich sind die gesundheitlichen Eigenschaften der Wald- und der Seeluft lediglich durch die Abwesenheit schädlicher Beimengungen bedingt, denn abgesehen von etwas mehr Ozongehalt hat man in den gasförmigen Bestandtheilen keinen entsprechenden Unterschied finden können.

In dieser Atmosphäre spielen sich nun die Vorgänge ab, deren Gesammtheit das Wetter ausmacht. Zur Darstellung eines Witterungszustandes gehört die Kenntniss der sechs meteorologischen Elemente, nämlich Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag, Luftdruck und Wind; wir werden sie in gesonderten Capiteln besprechen, und wollen hier nur noch erwähnen, dass man die Gesammtheit jener Elemente für irgend einen Zeitpunkt oder Zeitabschnitt als Witterung im engeren Sinne bezeichnet, während die durchschnittlichen Werthe der Elemente für einen Ort oder Landstrich, wie sie auf Grund langjähriger Beobachtungen hergeleitet werden können, das Klima der betreffenden Oertlichkeit bilden.

Soll nun das Klima eines Ortes durch die Beobachtungsergebnisse eines längeren Zeitraumes oder das Wetter eines Tages durch die Beobachtungsergebnisse vieler Orte dargestellt werden, so tritt in beiden Fällen die Nothwendigkeit ein, grosse Zahlenmassen übersichtlich zu gruppiren und zu einem der Auffassung leicht zugänglichen Bilde zu vereinigen. Diesem Zweck dienen die verschiedenen Arten der graphischen Darstellung. Soll ein einziges meteorologisches Element mit den zeitlichen Aenderungen, welche an einem Beobachtungsorte stattfinden, dargestellt werden, so kann man dies mittels einer einfachen Curve bewirken, deren Abstände von einer horizontalen Geraden die für jeden einzelnen Zeitpunkt ermittelten Werthe erkennen lassen. Soll z. B. das durchschnittliche Verhalten der Lufttemperatur während eines Tages durch eine solche Curve aufgezeichnet werden, so wird man zunächst auf der horizontalen Geraden in Punkten gleichen Abstandes die sämmtlichen Tages- (und Nacht-) Stunden anschreiben und in jedem dieser Punkte eine Senkrechte von solcher Länge errichten, wie es der mittleren Temperatur der betreffenden Stunde entspricht; verbindet man alsdann die oberen Enden der Senkrechten durch eine Linie, so bezeichnet diese den täglichen Gang der Temperatur (Fig. 1 a. f. S.). Wählt man statt der Tagesstunden die Monate des Jahres und benutzt die entsprechenden Temperaturwerthe (Monatsmittel), so erhält man auf gleiche Art den jährlichen Gang der Temperatur. Dergleichen Curven ermöglichen es, den Inhalt einer ganzen Zahlenreihe mit einem Blicke zu überschauen, insbesondere auch die Art der Schwankung, die Eintrittszeiten der Extreme (Maximum und Minimum) sowie deren Unterschied (Amplitude) zu erkennen. So lehrt z. B. der Anblick jener in Fig. 1 (a. f. S.) dargestellten Curven, dass der mittlere tägliche Temperaturgang eine einmalige Schwankung hat (im Gegensatze dazu

zeigt z. B. der durchschnittliche tägliche Gang des Luftdruckes eine zweimalige Schwankung, s. Fig. 17, S. 75); ferner sehen wir die niedrigste Temperatur früh morgens gleich nach Sonnenaufgang eintreten, im Januar um 6^a [1]) und im Juli zwischen 4 und 5^a, während die höchste Tagestemperatur auf den Nachmittag fällt, im Januar auf 2^p, im Juli auf 3^p; und endlich zeigen die Curven, dass die Grösse der Schwankung im Winter offenbar geringer ist als im Sommer, denn der Unterschied zwischen dem Maximum und Minimum der Tagestemperatur beträgt im Januar nur etwa $2^1/_4{}^0$, im Juli dagegen 7^0.

Will man auf einem Blatte zugleich den täglichen und den jährlichen Gang eines Elementes zur Darstellung bringen, so kann dies durch sogenannte Isoplethen geschehen. Man trägt dazu in horizontaler Richtung die Tagesstunden auf (wie in Fig. 1), in verticaler Richtung die Monate, und zieht in beiden Richtungen die den einzelnen Stunden und Monaten entsprechenden Parallelen, so dass jeder Kreuzungspunkt dieser Linien einer gewissen Stunde in einem gewissen Monate entspricht. Schreibt man nun an jeden Kreuzungspunkt den zugehörigen Werth des darzustellenden meteorologischen Elementes, z. B. der Temperatur, und verbindet die Punkte gleicher Temperatur durch krumme Linien, so erhält man das in Fig. 2 dargestellte Curvensystem. Das gleiche Bild würde man auch auf folgende Art erhalten. In jedem der Kreuzungspunkte sei senkrecht zur Zeichnungsebene ein Stab aufgestellt, dessen Länge der ebendaselbst angeschriebenen Temperatur entspricht. Die oberen Enden dieser Stäbe bilden alsdann eine Fläche, die „Temperaturfläche“, deren höchste (wärmste) Gegend dem Nachmittag des Juli entspricht, während die tiefste (kälteste) Stelle auf den frühen Morgen des Januar fällt. Eine ebene Darstellung dieser Fläche kann ebenso gegeben werden, wie man eine Gebirgsgegend durch Höhenlinien abbildet, nämlich indem man durch die Fläche horizontale Ebenen in gleichen Abständen hindurchgelegt denkt und die Schnittlinien auf die gleichfalls horizontal gedachte Zeichnungsebene

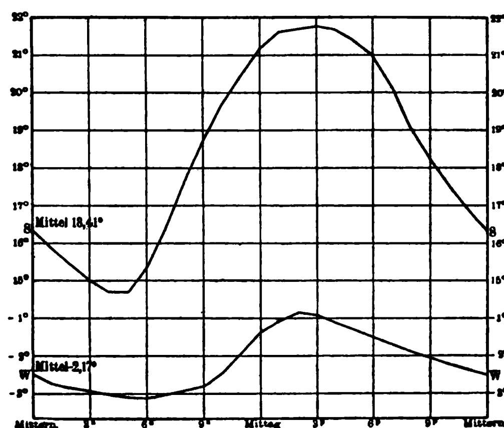


Fig. 1. Täglicher Gang der Temperatur in Berlin im Januar (W) und Juli (S).

[1]) Die kleinen Buchstaben a und p sind international gebräuchliche Abkürzungen für Vormittag (ante meridiem) und Nachmittag (post meridiem).

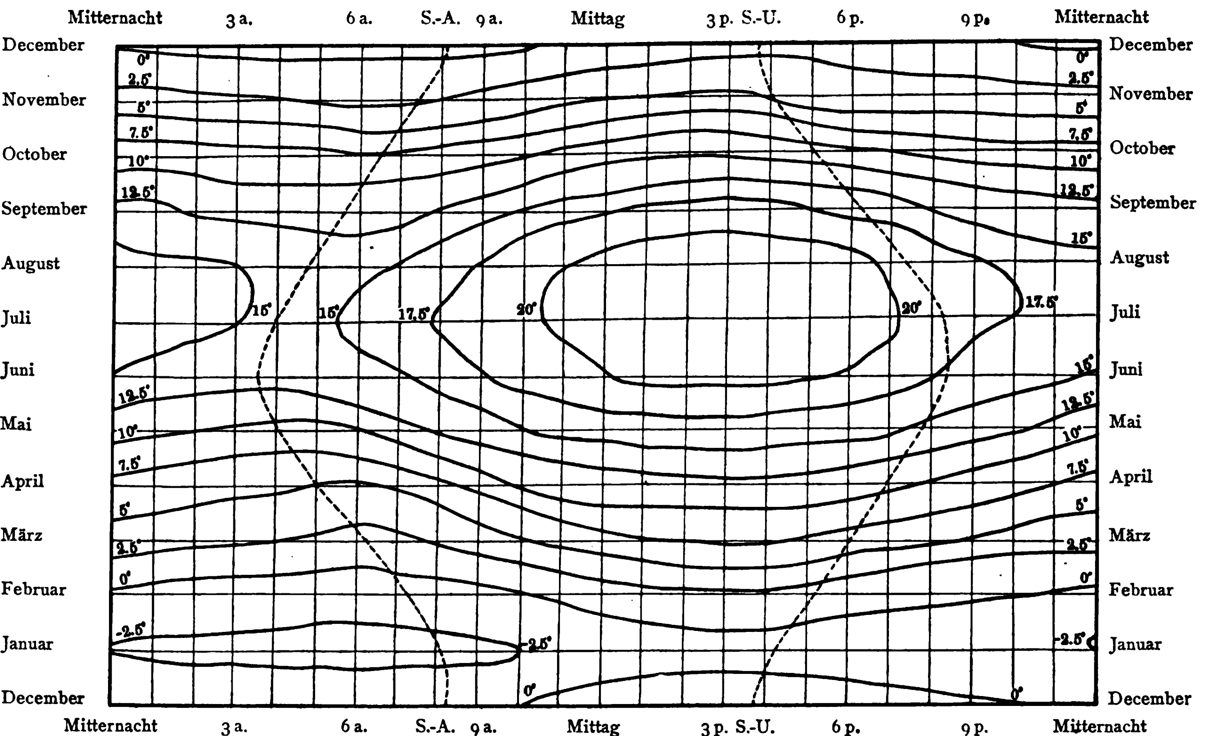


Fig. 2. Thermo-Isoplethen (Temperaturfläche) von Berlin.

projicirt. In unserer Fig. 2 (a. v. S.) entsprechen diese Schnittebenen den um je 2,5° fortschreitenden Temperaturen; durch punktirte Linien sind ausserdem die Zeiten des Sonnenauf- und -unterganges (S. A. und S. U.) angegeben. Man erkennt aus der Zeichnung ohne Weiteres die Eintrittszeit, Dauer und Höhe der extremen Temperaturen des Jahres und des Tages; ferner kann aus der Zahl und Dichte der einzelnen Curven auf die Grösse der jährlichen Schwankung, aus dem Grade ihrer Krümmung auf die Tagesschwankung geschlossen werden. Lehrreich ist namentlich der Vergleich solcher für verschiedene Orte hergestellter Zeichnungen, weil die klimatischen Unterschiede dabei sofort augenfällig hervortreten. Selbstverständlich kann auch diese Darstellungsweise auf jedes meteorologische Element angewendet werden.

Erwähnt sei ferner noch die Darstellung mittels Windrosen, welche den Zusammenhang der Windrichtung mit den übrigen meteorologischen Elementen erkennbar machten. Es wird dabei vorausgesetzt, dass man für jede einzelne Windrichtung den durchschnittlichen Betrag des darzustellenden Elementes aus Beobachtungen berechnet hat. Dann zieht man von einem Mittelpunkt aus nach den einzelnen Himmelsrichtungen gerade Linien von solcher Länge, als es der für die betreffende Windrichtung ermittelten Durchschnittszahl entspricht, verbindet die äusseren Punkte durch eine die ganze Figur umschliessende, gebrochene Linie und erkennt alsdann aus der Form dieser Linie die Beziehung des für die Darstellung verwendeten meteorologischen Elementes zur Windrichtung. So können Windrosen der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung u. s. w. gezeichnet werden. Man pflegt aber in neuerer Zeit diese Darstellungsweise seltener zu benutzen.

Während die vorstehend geschilderten Methoden lediglich der Aufzeichnung klimatischer Verhältnisse dienen, haben wir nun das Verfahren zu beschreiben, welches die übersichtliche Darstellung eines Witterungszustandes ermöglicht, nämlich die Herstellung der synoptischen Wetterkarten. Dieselben dienen dazu, alle die Beobachtungsergebnisse, welche man in einem gewissen Augenblicke an vielen, über ein grosses Gebiet vertheilten Stationen gewonnen hat, zu einem Bilde zu vereinigen, und es ist dies Verfahren für den täglichen Dienst der praktischen, auf Wettervoraussagung gerichteten Wetterkunde geradezu unentbehrlich geworden. Die Herstellung der für uns in Betracht kommenden Wetterkarte von Europa setzt voraus, dass aus einer hinreichend grossen Zahl von Stationen, die über den ganzen Erdtheil zerstreut liegen, telegraphische Nachrichten über die am Morgen angestellten Beobachtungen vorhanden sind. Man benutzt dann vorgedruckte Blätter, welche die Umrisse des Landes und an den Orten der Beobachtungsstationen kleine Kreise enthalten, und trägt an jeder Station das daselbst beobachtete Wetter ein. Hierbei bedient man sich international vereinbarter Zeichen, so dass die Wetterkarte unabhängig von der Sprache in jedem Lande verstanden

wird. Luftdruck und Temperatur werden mit Ziffern eingetragen, die Bewölkung durch theilweises Ausfüllen der Stationskreise, der Wind durch Pfeile, deren Spitze im Stationsorte liegt, der Niederschlag durch einfache Zeichen, die auf jeder Wetterkarte (z. B. Taf. XIV bis XVII) erklärt sind. Hierauf zieht man die Isobaren oder Linien gleichen Luftdruckes, indem man die Orte mit 760 mm, 765 mm u. s. w. durch je eine gekrümmte Linie verbindet. Es empfiehlt sich, hierbei die Beziehung der Druckvertheilung zum Winde zu beachten, nämlich die Regel, dass der Wind etwa in der Isobarenrichtung und so zu wehen pflegt, dass er den höheren Druck rechts, den niederen links hat. Ferner werden die Isothermen oder Linien gleicher Temperatur gezogen, welche die Orte mit 0°, 5° u. s. w. verbinden. Die von der Deutschen Seewarte täglich herausgegebenen Wetterkarten enthalten das Beobachtungsmaterial in zwei getrennten Theilen, nämlich auf einer Karte Isobaren, Wind, Bewölkung und Niederschlag, auf der anderen Isothermen, Niederschlag und Seegang. Die Karte ist dann ein Augenblicksbild der Witterung, deren räumliche Vertheilung für den dargestellten Zeitpunkt leicht übersehen werden kann. Freilich ist das Wort „Augenblicksbild“ nicht ganz streng anwendbar, denn die Beobachtungen, welche der Karte zu Grunde liegen, wurden bisher an den einzelnen Stationen nach jeweiliger Ortszeit (in Russland, Oesterreich, Frankreich, Griechenland um 7 Uhr, im übrigen Europa um 8 Uhr früh) angestellt, und darin liegt bereits für Europa ein Unterschied begründet, der bis zu drei Stunden betragen kann. Dennoch hatte man es unterlassen, durch Einführung von Simultanzeit diese Ungleichheit bei dem gewöhnlichen Witterungsdienst zu vermeiden, weil ja mit der Ortszeit und dem Sonnenstande auch das Wetter der einzelnen Stationen, namentlich die Temperatur, in ursächlichem Zusammenhange steht. Seit Kurzem ist indessen für die an die Seewarte telegraphisch berichtenden deutschen Stationen die mitteleuropäische Zeit eingeführt.

Auf den folgenden Blättern werden wir nun die einzelnen meteorologischen Elemente besprechen, hierauf deren Wechselwirkung, das Wetter, und schliesslich den Witterungsdienst, d. h. die Einrichtungen, durch welche man die Voraussagung des Wetters und deren Ausnutzung für praktische Zwecke zu ermöglichen sucht.

Temperatur.

Die Temperatur der uns umgebenden unteren Luftschichten wird durch zwei Wärmequellen beeinflusst: von unten her durch die tieferen Bodenschichten und von oben her durch die Sonne. Zur Erklärung der im Erdinnern vorhandenen hohen Temperaturen nehmen wir an, dass nach der Hypothese von Kant (Laplace) die Erde gleich den übrigen Körpern des Sonnensystems einst eine feurig-flüssige Masse gewesen und durch allmähliche Erkaltung in den heutigen Zustand gelangt sei. Da die Erkaltung naturgemäss durch Ausstrahlung von der Oberfläche in den Weltenraum hinein geschah, so blieben die inneren Schichten heisser, als die äusseren, und es findet noch jetzt eine beständige Wärmebewegung aus den tieferen Bodenschichten nach der Oberfläche statt. In Tunneln, Bergwerken und dergleichen macht sich die höhere Temperatur deutlich genug bemerkbar, und der einzelne Ort erhält von dieser Erdwärme um so mehr, je tiefer, d. h. je näher den warmen Bodenschichten er liegt, während umgekehrt die hochgelegenen Plätze entsprechend kälter sind. Ausser der Höhenlage kommt hierbei auch noch die Beschaffenheit des Bodens in Betracht; je besser er die Wärme leitet, um so höher wird an der Oberfläche die durchschnittliche Temperatur sein. Indessen ist nur der durchschnittliche Werth der Temperatur von diesen Dingen abhängig. Denn da die Wärme der tieferen Bodenschichten von Jahres- und Tageszeit nicht beeinflusst wird, kann sie auch keine zeitlichen Aenderungen der Temperatur erzeugen. Diese Wärme übt also zwar einen merklichen Einfluss auf das Klima, nicht aber auf das Wetter.

Wir wenden uns nunmehr zu der mächtigen und für unser Wetter überaus wichtigen Wärmequelle, der Sonne. Ihre Strahlung führt der Erde beständig grosse Wärmemengen zu, welche, bevor sie den Erdboden treffen, in der Atmosphäre einen langen Weg zurücklegen und dort erheblichen Einflüssen ausgesetzt sind. Um diese Einwirkung der durchstrahlten Luftschichten zu erkennen, untersuchte man die Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen und benutzte den Umstand, dass die-

jenige Luftschicht, über welche der Beobachter sich erhoben hat, nicht von den ihn treffenden Strahlen durchlaufen zu werden braucht. So hat Langley (6) in der Stadt Allegheny und an zwei Punkten des Felsengebirges in 1146 und in 3543 m Höhe sehr sorgfältige vergleichende Messungen der Sonnenstrahlung ausgeführt und daraus berechnet, dass die sogenannte Solarconstante, nämlich die Wärmemenge, welche ausserhalb der Atmosphäre auf eine zur Strahlenrichtung senkrechte Fläche von 1 qcm in jeder Minute gelangen würde, gleich 3,068 Grammcalorien ist. Das heisst, es würde diese Wärmemenge genügen, um 1 g Wasser um etwas mehr als 3° zu erwärmen. Die der Sonne zugewendete Erdhälfte erhält auf diese Weise in einem Jahre so viel Wärme, als nöthig wäre, um eine die ganze Erdoberfläche bedeckende Eisschicht von beinahe 50 m Mächtigkeit zu schmelzen. Zugleich aber liessen jene Messungen auch erkennen, dass ein sehr bedeutender Theil der in die Atmosphäre eintretenden Strahlung nicht bis zum Erdboden hindurchdringt. In mittleren Breiten wird selbst bei ganz heiterem Himmel etwa die Hälfte der täglichen Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre zurückgehalten. Hierbei zeigen sich erhebliche Verschiedenheiten unter den von der Sonne kommenden Lichtarten. Die am wenigsten brechbaren Strahlen, welche die längsten Wellen haben und von uns nicht gesehen, sondern nur mittels ihrer wärmenden Wirkung empfunden werden können, erleiden vorzugsweise in der Luft eine Absorption, d. h. werden von der Atmosphäre verschluckt. Andererseits äussert die Luft eine zerstreuende Wirkung, besonders auf die brechbarsten (kurzwelligen) Strahlen, die uns blau und violett erscheinen, und indem diese Strahlen in der Atmosphäre ihre Richtung ändern (diffus zerstreut werden), liefern sie das diffuse Tageslicht und machen das ganze Himmelsgewölbe für uns zu einer Licht- und Wärmequelle. Da diese Zerstreuung vorzugsweise die blauen Strahlen betrifft, so ist damit die blaue Himmelsfarbe verständlich [Lord Rayleigh (7)]. Die Schwächung der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre ist demgemäss am grössten für blaues Licht; einem Beobachter, der sich über die ganze Atmosphäre erheben und ohne deren Einfluss die Sonne betrachten könnte, müsste dieselbe bläulich erscheinen.

Wie wir eben sahen, wird den von der Sonne kommenden Strahlen ein erheblicher Betrag in der Luft entzogen; es begreift sich leicht, dass diese Schwächung der Sonnenstrahlen bereits beim Eintritt in die Atmosphäre beginnt und in den höchsten Luftschichten vor sich geht, dass aber die Strahlen, welche bis zu uns an den Boden des Luftmeeres gelangen, bereits fast aller derjenigen Bestandtheile beraubt sind, die ihnen die Luft entziehen kann, und daher keine merkliche Energie mehr an dieselbe abgeben. Diese Erwägung führt zu einem wichtigen Schluss in Betreff der Erwärmung der uns umgebenden Luftmassen, denn wir erkennen, dass diesen Luftschichten unmittelbar durch die Sonnenstrahlen keine Wärme zugeführt werden kann. Vielmehr werden die Strahlen durch

die unteren Luftschichten ohne irgend eine Wirkung hindurchgelassen, treffen den Boden und geben an diesen ihre Energie in Form von Wärme ab. Erst durch Vermittelung des Bodens, nämlich auf dem Wege der Wärmeleitung vom Boden in die Luft hinein, kann die von den Sonnenstrahlen herrührende Wärme eine Temperaturerhöhung der Luft bewirken, und also muss der Erdboden auch in Betreff der von oben stammenden Sonnenwärme als eigentliche und unmittelbare Wärmequelle der uns umgebenden Luft angesehen werden.

Und nicht bloss als Wärmequelle wirkt der Boden, sondern in gleicher Weise auch als Kältequelle. Denn der Erdball ist allseitig von dem sehr niedrig temperirten Weltraum umgeben und verliert beständig Wärme durch Ausstrahlung in diese kalte Umgebung hinein, während ausserdem von den langwelligen Strahlen, die der Erdboden aussendet, ein erheblicher Theil in der Atmosphäre absorbirt wird. Je wärmer der Boden ist, um so mehr Wärme strahlt er aus, und so zeigt sich die jeweilige Temperatur des Bodens als gleichzeitiges Ergebniss zweier Strahlungen: von der Sonne wird am Tage Wärme dem Boden zugestrahlt, und vom Boden her beständig Wärme ausgestrahlt, der Unterschied dieser beiden Wirkungen ist in jedem einzelnen Augenblicke für die Temperatur des Bodens maassgebend. Mit dem Boden in Berührung sind die untersten Luftschichten; sie entziehen dem Boden Wärme, wenn dessen Temperatur höher ist, sie geben aber Wärme an ihn ab, wenn er kälter ist. Und weil nun dieser Wärmeaustausch zwischen Boden und Luft durch Leitung geschieht und Zeit braucht, so hat jede Temperaturänderung des Bodens eine gleichsinnige und etwas später eintretende Aenderung der Lufttemperatur zur Folge.

Zur Bestätigung betrachten wir nochmals den in Fig. 1 (S. 4) dargestellten täglichen Gang der Temperatur in Berlin. Die Curve beginnt mit Mitternacht und sinkt zunächst, denn während der Nacht giebt es keine Erwärmung durch Sonnenstrahlen, sondern nur die Abkühlung durch Ausstrahlung des Bodens. Die aufgehende Sonne sendet anfangs ihre Strahlen schräg und wenig wirksam auf die Erde, und erst nach einer gewissen Zeit ist ihre wärmende Kraft so weit gewachsen, dass die eingestrahlte Wärme mehr beträgt als die gleichzeitig ausgestrahlte Menge. Alsdann geht die Abkühlung des Bodens in Erwärmung über, und etwas später beginnt auch die Lufttemperatur zu steigen. Wir haben also bald nach Sonnenaufgang den kältesten Augenblick des ganzen Tages. Von nun ab steigt die Sonne höher und erzeugt durch ihre immer steiler eintreffenden Strahlen ein Anwachsen der Temperatur bis zur Mittagszeit. Obgleich dann von 12 Uhr ab die Bestrahlung des Bodens wieder geringer wird, dauert das Ansteigen der Lufttemperatur doch noch einige Zeit hindurch, und zwar um so länger, je stärker die ganze Aenderung gewesen ist. Wir sehen daher den wärmsten Zeitpunkt des Tages im Januar um 2 Uhr, im Juli erst um 3 Uhr Nachmittags eintreten. Alsdann wird mit sinkender Sonne die Temperatur

immer niedriger und bleibt auch nach Sonnenuntergang im Abnehmen.

Aehnlich gestaltet sich für den grössten Theil der Erde der jährliche Gang der Temperatur. Mit der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne steigt auch die Wärmewirkung, und so haben wir das Jahresmaximum der Temperatur im Juli, das Minimum im Januar (wenigstens auf der nördlichen Erdhälfte; auf der südlichen umgekehrt). Beide Extreme sind auch wieder etwas verspätet gegen den längsten und den kürzesten Tag. Abweichend davon hat man am Aequator eine doppelte jährliche Periode der Temperatur, zwei Maxima um die Zeit der Nachtgleichen, zwei Minima zur Zeit der Sonnenwendtage, jedoch besteht zwischen beiden Jahreshälften eine gewisse Ungleichheit, weil die Erde während unseres Winters der Sonne etwas näher ist, als in unserem Sommer; andererseits bewegt sie sich in der Sonnennähe rascher auf ihrer Bahn, und darum ist der südliche Sommer etwas kürzer als der unserige. Mit wachsender Entfernung vom Aequator nähern sich die Maxima von beiden Seiten her der Sommersonnenwende, um schliesslich bald nach dieser sich zu vereinigen, während die Minima sich ebenso gegen die Wintersonnenwende hinziehen.

Um diese Einzelheiten zahlenmässig zu verfolgen, beginnen wir mit Betrachtung der Mitteltemperatur. Die wirksamste Wärmequelle, nämlich die Sonnenstrahlung, führt dem Boden Wärmemengen zu, welche mit der Dauer und der Steilheit der Strahlen wechseln. Die Dauer zwar kommt für Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur nicht in Betracht, denn an jedem Orte der Erde steht während des Jahres die Sonne insgesammt ebenso lange über dem Horizont als unter demselben. Um so grössere Verschiedenheiten entstehen aber durch die verschiedene Sonnenhöhe, denn je höher die Sonne über den Horizont steigt und je steiler ihre Strahlen den Boden treffen, um so grösser ist ihre wärmende Kraft. Darum ist das Jahresmittel der Temperatur am grössten in der Nähe des Aequators und nimmt von da nach Nord und Süd mit wachsender geographischer Breite ab. Aus den thatsächlichen Beobachtungen vieler Stationen berechnete Dove (8) die Mitteltemperaturen der Parallelkreise; später wurde auf Grund des inzwischen sehr vermehrten Beobachtungsmaterials von Spitaler (9) die Rechnung wiederholt. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle enthalten, nämlich die durchschnittlichen Temperaturen der Parallelkreise für das ganze Jahr und für die extremen Monate Januar und Juli, gesondert für die nördliche (N) und die südliche (S) Erdhälfte (s. Tab. S. 12).

Bei dieser von 10 zu 10° fortschreitenden Darstellung entsteht freilich ein unrichtiges Bild, weil die verschiedenen Zahlen sich keineswegs auf gleich grosse Flächen beziehen. Die Zone von 0 bis 10° umfasst 0,17 (d. i. etwa ein Sechstel) der ganzen Erdhälfte, die Zone von 80 bis 90° nur 0,015, also weniger als ein Zehntel jener erstgenannten Zone. Und zwischen 0 und 30° Breite liegt in unserer nachstehenden Tabelle

Geogr. Breite	Jahr		Januar		Juli	
	N	S	N	S	N	S
0°	25,9°	25,9°	26,2°	26,2°	25,5°	25,5°
10	26,4	25,0	25,7	25,9	26,7	24,0
20	25,6	22,7	21,7	25,5	28,1	20,5
30	20,3	18,5	13,9	22,6	27,4	15,3
40	14,0	11,8	3,9	16,1	23,8	9,7
50	5,6	5,9	— 7,2	— 8,1	18,1	3,2
60	— 0,8	0,2	— 16,0	—	14,1	—
70	— 9,9	— 4,9	— 25,5	—	7,3	—
80	— 16,5	— 8,4	— 32,0	—	2,6	—
90	— 20,0	— 9,3	— 36,0	—	2,0	—

ein Drittel aller Zahlen, auf der Erde aber die halbe Fläche der Hemisphäre. Diesen Ungleichheiten entgeht man, wenn man die Zonen nicht nach dem Winkelwerthe der geographischen Breite eintheilt, sondern nach dem Sinus derselben, weil alsdann zwischen den einzelnen Breitenkreisen, für welche die Mittelwerthe angegeben sind, stets gleiche Flächen liegen. Aus den Angaben von Spitaler (9) und von Wiener (16) hat v. Bezold (10) die jährlichen Mitteltemperaturen und die jährlichen Strahlungssummen (wovon sogleich die Rede sein wird) nach Breitenkreisen, die um gleiche Flächen fortschreiten, berechnet und folgende Werthe (s. Tab. S. 13) gefunden.

Die Abweichung der Mitteltemperatur eines Ortes vom Mittel seines Breitengrades wird nach Dove die thermische Anomalie des Ortes genannt. Die Vertheilung dieser Anomalie über den Erdboden kann man durch Linien darstellen, welche die Orte gleicher thermischer Anomalie verbinden und Isanomalen oder auch Isametralen genannt werden.

Wie man sieht, ist der eigentliche „Wärmeäquator", d. h. der im Jahresdurchschnitt wärmste Parallelkreis in 10° nördlicher Breite gelegen. Die nördliche Halbkugel ist bis zu 45° Breite wärmer, in höheren Breiten aber kälter als die südliche. Diese Verschiedenheit ist theilweise bedingt durch die ungleiche Vertheilung von Wasser und Land, da die südliche Erdhälfte mehr Wasser-, die nördliche mehr Landfläche enthält. Ausserdem aber sind von grosser Wirkung die regelmässigen Meeresströmungen, durch welche erhebliche Wärmemengen transportirt werden. Für Europa kommt hier namentlich der Golfstrom in Betracht, welcher die vom Passatwind im Golf von Mexico angesammelten Wassermassen durch die schmale Floridastrasse in den nordatlantischen Ocean führt und gegen Nordosten, also gegen die europäische Nordwestküste, treibt. Da dieses Wasser vorher einen langen Weg unter den Tropen zurückgelegt hat, dann aber rasch den Ocean durcheilt, so bringt es recht grosse Wärmemengen an unsere Küsten und hebt

Geographische Breite		Mitteltemperatur		Strahlungs-summe
Sinus	Winkel	N	S	
1,0	90°	— 20,0°	—	151,6
0,9	64° 9'	— 3,7	—	192,0
0,8	53 8	3,3	3,9	237,5
0,7	44 26	10,6	9,0	272,0
0,6	36 52	16,1	13,6	298,5
0,5	30 0	20,3	18,5	321,0
0,4	23 25	24,1	21,5	337,5
0,3	17 28	26,1	23,5	350,0
0,2	11 32	26,4	24,7	358,8
0,1	5 44	26,2	25,6	364,5
0,0	0	25,9	25,9	365,24

deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland (8,3°) zuzuschreiben, während Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2° kälter (6,6°) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (11) untersucht worden, welcher fand, dass in gewissen Jahren Intensität und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwiesen, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September, und andererseits auch in den Monaten December bis April, so dass dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im December erkennbar ist. Im Anschlusse hieran hat Meinardus (12) nachgewiesen, dass der Temperaturcharakter, welcher bei Beginn des Winters in Norwegen (Christansund) herrscht, am Schlusse des Winters und im Beginne des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke kommt. Wenn in Norwegen November und December kälter (resp. wärmer) sind als im Vorjahre, so sind wahrscheinlich in Deutschland die Monate Januar bis März gleichfalls kälter (resp. wärmer) als im Vorjahre. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt an den deutschen Küsten 85 bis 88 Proc., im Binnenlande weniger.

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichungen zwischen Berg und Thal berechnet Hann (13), dass vom Aequator bis zu etwa 60° nördlicher Breite im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa 0,57° sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden weniger als 0,5, in anderen

bis 0,75 und scheint von der geographischen Breite nicht merklich abzuhängen. Wohl aber erwies sich die Bewölkung als einflussreich, denn wie Süring (14) gezeigt hat, ist der Temperaturunterschied zwischen Berg und Thal an heiteren Tagen durchschnittlich viel geringer als an trüben, weil die bei klarem Himmel Morgens eintretende Temperaturumkehr (Herabfliessen der kalten, schweren Luft in das Thal) der unteren Station Kälte, der oberen Wärme zuführt. Wesentlich geringer als im Gebirge ist die Wärmeabnahme mit der Höhe in allmählich anschwellenden Erhebungen, die mit den wärmespendenden Bodenschichten eine breitere Verbindung haben. Hier liegt nach Hann (15) die Aenderung der Temperatur auf 100 m näher an 0,4 als an 0,5⁰.

In Taf. I am Schluss des Buches ist die Vertheilung der durchschnittlichen Jahrestemperatur über die Erde durch eine Darstellung der Isothermen ersichtlich gemacht. Es sind dies Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur, die von A. v. Humboldt zuerst angewendet wurden, und die auf unserer Figur die Wirkungen der Meeresströmungen sowie auch der Bodenerhebungen erkennen lassen. Denn ohne solche Wirkung müssten die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammenfallen.

Wenden wir uns nunmehr zur Grösse der Temperaturschwankung (der sog. Amplitude) im jährlichen und täglichen Gange, so sind dafür theilweise die gleichen Ursachen maassgebend, welche wir bei der Betrachtung des Jahresmittels bereits kennen gelernt haben. In erster Linie kommt die geographische Breite in Betracht und die von ihr abhängige Dauer der Bestrahlung. Aus der wechselnden gegenseitigen Stellung der Erde und der Sonne folgt, dass die Tage im Sommer länger, im Winter kürzer als die Nächte sind, und dass dieser Unterschied, der am Aequator gleich Null ist, mit der geographischen Breite zunimmt. Am Aequator kommt die jährliche Temperaturschwankung nur durch den Wechsel der Sonnenhöhe zu Stande. Je weiter aber vom Aequator entfernt ein Ort liegt, um so länger sind seine Sommertage und Winternächte, um so kürzer seine Sommernächte und Wintertage, und um so grösser erweist sich der Unterschied der Wärmemengen, welche dem Boden im Sommer und im Winter zugestrahlt werden. Demgemäss sehen wir in den auf S. 12 und 13 mitgetheilten Tabellen den Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur mit wachsender geographischer Breite erheblich zunehmen, und ebenso auf der Zeichnung Taf. II und III, welche die Januar- und Juliisothermen von Europa darstellt, den Unterschied beider Zahlen nach Norden hin wachsen. Wie sehr die Tageslänge auch bei geringer Mittagshöhe der Sonne von Einfluss ist, zeigt eine Berechnung der am längsten Tage dem Boden zugeführten Wärme. Setzt man nämlich die grösste Strahlenmenge, welche ein am Aequator liegender Ort erhalten kann, nämlich diejenige vom 20. März, gleich 1000, so beträgt nach Chr. Wiener (16) am 21. Juni die dem Boden eines Ortes zugeführte Strahlung

am Nordpol	1203
in 62° nördlicher Breite	1092
in $43^1/_2$° „ „	1109
am Aequator	881
in $66^1/_2$° südlicher Breite	0

Der Nordpol erhält an diesem Tage also um über 20 Proc. mehr Wärme als ein Ort des Aequators an seinem heissesten Tage. Und es giebt überhaupt im Sommer des Nordpols eine Zeit von 56 Tagen, an welchen dort die Strahlung stärker ist als gleichzeitig an irgend einem anderen Punkte der Erde. Von dieser grossen Wärmemenge wird freilich ein sehr erheblicher Theil zum Schmelzen des in der kalten Jahreszeit entstandenen Eises verwendet, und in polaren Gegenden kann darum die Temperatur des Bodens, wenigstens soweit er mit Schnee oder Eis bedeckt ist, nicht über 0° steigen.

Einen sehr wesentlichen Einfluss auf die Grösse der Temperaturschwankung übt ferner das Wasser aus, und zwar sowohl wegen seiner grossen specifischen Wärme, als auch durch Verdampfen und Condensiren. Unter specifischer Wärme eines Körpers versteht man diejenige Wärmemenge, welche einem Kilogramm desselben zugeführt werden muss, um seine Temperatur von 0 auf 1° C. zu erhöhen. Setzt man, wie gewöhnlich, die specifische Wärme des Wassers gleich 1, so ist diejenige der festen Erdoberfläche etwa 0,2, d. h. ein Kilogramm trockenen Bodens braucht, um von 0 auf 1° erwärmt zu werden, nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge, die für die gleiche Temperaturerhöhung eines Kilogramms Wasser erforderlich ist. Bedenkt man aber, dass die Strahlung nicht gleichen Gewichtsmengen, sondern gleichen Raumtheilen die nämlichen Wärmemengen zuführt, so kommt in Betracht, dass der trockene Erdboden zu einer Temperaturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Wärmemenge braucht, welche für die gleiche Temperaturerhöhung eines ebenso grossen Volumens Wasser nöthig ist. Das Wasser wird also durch Zuführung der gleichen Wärmemenge sehr viel weniger erwärmt, und umgekehrt durch Fortführung der gleichen Wärmemenge auch sehr viel weniger abgekühlt als der trockene Erdboden.

Noch stärker als durch seine grosse specifische Wärme wirkt das Wasser ausgleichend auf die Temperatur durch die Vorgänge, welche bei jeder Aenderung des Aggregatzustandes stattfinden. Zur Ueberführung von Wasser in Dampf wird Wärme verbraucht, sie wird gebunden (latent), und umgekehrt wird die gleiche Wärmemenge bei der Verwandlung des Dampfes in Wasser wieder frei. Diese Menge beträgt ungefähr 600 Calorien, d. h. um ein Kilogramm Wasser in Dampf von der gleichen Temperatur zu verwandeln, ist etwa 600mal so viel Wärme erforderlich, als zur Erwärmung der gleichen Wassermenge um 1°. Genauer beträgt diese Verdampfungswärme des Wassers nach Regnault (17):

bei 0°	606,5 Cal.	bei 20°	592,6 Cal.
„ 10°	599,55 „	„ 30°	585,65 „

Wird einem Gewässer Wärme zugeführt, so dient ein Theil derselben zur Verdampfung und wirkt gar nicht auf die Temperatur; wird umgekehrt einer Wasserfläche Wärme entzogen, so beginnt auch die darüber befindliche Luft sich abzukühlen, und ein Theil des darin enthaltenen Dampfes condensirt sich zu Wasser unter Freiwerden einer entsprechenden Menge latenter Wärme, so dass die weitere Abkühlung verlangsamt wird.

Endlich ist noch zu erwähnen, dass die Sonnenstrahlen den festen Boden nur an der Oberfläche treffen, in Wasser aber eindringen. Es wird also auch den tieferen Wasserschichten noch Strahlungswärme zugeführt, und demgemäss die Oberfläche um ebenso viel weniger erwärmt.

Aus allen diesen Gründen sind in wasserreichen Gegenden die Temperaturschwankungen (sowohl jährliche wie tägliche) viel geringer als in trockenen. Das Seeklima zeichnet sich vor dem Binnenklima durch grössere Gleichmässigkeit und verminderte Gegensätze aus, daneben auch durch etwas späteres Eintreten der Extreme. Unter sonst gleichen Verhältnissen, also namentlich in gleichen Breiten, ist das Land im Sommer wärmer und im Winter kälter als das Meer. Ein treffliches Beispiel für das Seeklima bietet uns Helgoland, dessen jährlicher Temperaturgang in Fig. 3 neben demjenigen der im ostpreussischen Binnenlande gelegenen Station Klaussen dargestellt ist. Beide Orte haben ungefähr die gleiche geographische Breite, dabei aber ganz verschiedene Wärmeverhältnisse. Helgoland verdankt dem Golfstrome seine hohe Jahrestemperatur und dem Seeklima die geringe jährliche Schwankung, welche nur 14,7° beträgt, während die letztere im Binnenklima von Klaussen auf 22,8° wächst. In den Monaten November bis Januar sind die wegen „milden“ Klimas bekannten Orte Bozen, Meran, Montreux und Lugano kühler als Helgoland [Kremser (18)], wo das maritime Klima den Sommer kühler und den Winter milder, die Tage weniger warm und die Nächte weniger kalt werden lässt als im Binnenlande.

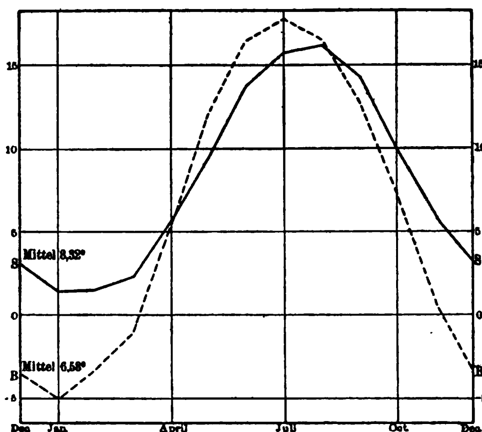


Fig. 3. Jährlicher Gang der Temperatur in Helgoland (S) und Klaussen (B).

Nach v. Neergard (19) kann man in klaren Frühjahrsnächten Wiesen gegen Bodenfrost dadurch schützen, dass man sie Abends mit einer Wasserschicht bedeckt, welche Morgens, wenn auf die kalte Nacht ein warmer Tag folgt, wieder abgelassen ist.

Aehnlich wie die grossen Gewässer wirkt auch das im Walde enthaltene Vegetationswasser auf die Temperatur. Es ist namentlich die tägliche Schwankung im Walde geringer als im benachbarten Freiland, und zwar zeigt dieser Einfluss nach Müttrich (20) eine deutliche Abhängigkeit von der Art der Waldbäume. Im ganzen Jahre liegen die täglichen Extreme der Temperatur einander näher im Walde als ausserhalb desselben. Während aber der Nadelwald im Sommer seine Wirkung nur mässig steigert, erweist sich der Einfluss des Laubwaldes im Winter und Frühjahr geringer, in den Monaten Juni bis August dagegen erheblich grösser als derjenige der wintergrünen Bestände, entsprechend der mit der Laubbildung stark vergrösserten Verdunstungsfläche. Auch die jährliche Temperaturschwankung wird, obwohl nur wenig, durch den Wald verringert. Es besteht bei derartigen vergleichenden Temperaturmessungen die Schwierigkeit, dass sowohl die Besonnung als auch die nächtliche Ausstrahlung in den Feldstationen viel grösser ist als im Walde. Man muss daher, um an beiden Stellen und trotz der verschiedenen Strahlungsverhältnisse die richtigen Lufttemperaturen zu erhalten, besondere Sorgfalt auf wirkliche Bestimmung der „Schattentemperatur“ verwenden. Dies ist mit Benutzung des Assmann'schen Aspirationsthermometers neuerdings durch Schubert (21) geschehen und ergab Bestätigung der geschilderten Beziehungen.

Unter den regelmässig wirkenden Ursachen, von denen die Wärmeschwankung abhängt, ist nunmehr noch die Oberflächenbeschaffenheit des Bodens zu nennen. Die Erfahrung lehrt, dass hellfarbige oder glatte Flächen einen erheblichen Theil der darauffallenden Strahlung zurückwerfen, während dunkle oder rauhe Oberflächen mehr Strahlen absorbiren. Indem unserem Auge ein Gegenstand hell oder blank erscheint, erkennen wir, dass er uns mehr Strahlen zusendet als ein anderer, den wir dunkel sehen. Da beide aber keine eigene Strahlung haben, muss der erstere von den auf ihn gefallenen Strahlen des Tageslichtes mehr zurückwerfen. Der andere behält eine grössere Strahlungsmenge zurück und wird demgemäss wärmer. Dem entspricht es, dass man sich durch helle Kleider gegen die Wirkung starken Sonnenscheines zu schützen pflegt. Und wenn eine matte oder rauhe Fläche mehr Strahlung aufnimmt als eine glatte, so kommt in Betracht, dass erstere thatsächlich eine grössere Oberfläche auf gleicher Unterlage besitzt und darum die Strahlung an mehr Punkten auffangen kann. Dieser vermehrten Erwärmung am Tage steht die grössere nächtliche Abkühlung gegenüber; die gleichen Körper von dunkler oder rauher Oberfläche, die sich im Sonnenschein stärker erwärmen, verlieren auch während der Nacht durch Ausstrahlung mehr Wärme als die hellen oder glatten Flächen. Bekannt ist, dass Thau und Reif sich vorzugsweise auf Rasen zeigen. Die dunkle Farbe und die aus der Oberfläche sämmtlicher Grashalme bestehende grosse Fläche erzeugen eben eine viel stärkere Abkühlung in dem mit Rasen bewachsenen Boden als auf glatter und

heller Fläche, und als Folge dieser Abkühlung tritt dann Condensation ein. Es ist also die tägliche Wärmeschwankung über dunklem oder rauhem Boden grösser als über hellem oder glattem Grunde, und diese Verschiedenheit tritt, weil sie von der Strahlung herrührt, vorzugsweise bei ungehinderter Strahlung, d. h. bei klarem Himmel auf.

Von erheblicher Bedeutung für die Wärmeschwankung erweist sich ferner die Bodengestalt. Unter sonst gleichen klimatischen Verhältnissen schwankt die Temperatur auf Gipfeln weniger und im Thale mehr als in der Ebene. Schon die blosse Höhenlage ist nicht ohne Einfluss, denn da ein höher gelegener Ort im Allgemeinen der Einwirkung des Bodens weniger ausgesetzt ist als eine Station von geringer Seehöhe, so hat das Höhenklima eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Seeklima: die Jahresextreme sind weniger von einander verschieden und treten theilweise etwas später ein als in niedrig gelegenen Orten. Viel stärker aber als die absolute Seehöhe kommt hierfür in Betracht das Verhältniss eines Ortes zu seiner Umgebung (Gipfel oder Thallage), und diese Beziehung beeinflusst namentlich die tägliche Wärmeschwankung. In Thälern und Mulden ist die Luft, wie gesagt, einer grösseren Bodenfläche benachbart als an Gipfeln, und darum unten in höherem Grade der Einwirkung jeder Aenderung der Bodentemperatur ausgesetzt. Dazu kommt aber noch während der Nacht das Herabfliessen der an den Hügel- oder Thalwänden erkalteten, schweren Luftmassen, welche namentlich in klaren und darum kalten Nächten sich in den Thalsohlen ansammeln, während am Tage durch den meist stärker als Nachts wehenden Wind die Gipfel vor stärkerer Erwärmung bewahrt werden. Woeikoff (22) drückt dies so aus: Eine convexe Oberfläche (Hügel, Berg) verkleinert die Amplitude der Temperatur, und zwar um so mehr, je grösser das Verhältniss der Höhe zur Breite ist; eine concave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrössert die Amplitude, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnisse der Höhe zur Breite.

Ausser diesen beständig für die Amplitude maassgebenden Dingen haben wir nun noch die zeitweise Beeinflussung der Wärmeschwankung zu betrachten. Dahin gehört zunächst die Jahreszeit, welche im Sommer grössere, im Winter geringere Amplituden erzeugt. Da der Boden um so mehr Wärme ausstrahlt, je höher seine Temperatur ist, so folgt, dass er in der wärmeren Jahreszeit sowohl mehr Wärme empfängt, als auch mehr ausgiebt, wie in der kälteren, und demnach eine grössere tägliche Amplitude hat. Für Berlin ist dies in Fig. 1 (S. 4) erkennbar.

Ferner ist hier die Bewölkung zu nennen, weil sie für die Strahlung sowohl der Sonne wie der Erde von grosser Bedeutung ist. Wenn, wie wir sahen, die Temperatur des Bodens und der Luft wesentlich vom Unterschiede der Wärmemengen abhängt, die der Boden durch Sonnenstrahlen empfängt und die er selbst ausstrahlt, so wird Alles, was die Grösse dieser beiden Mengen beeinflussen kann, auch den Betrag ihres Unterschiedes und also den Gang der Temperatur verändern. Bei

klarem Himmel erhält der Boden am Tage viel Wärme und verliert andererseits auch viel in der Nacht; ist der Himmel durch eine Wolkendecke verhüllt, so sind beide Strahlungen gehindert und der Boden wird am Tage wenig Wärme erhalten, Nachts wenig verlieren. Die tägliche Schwankung ist also bei klarem Wetter gross und wird durch Bewölkung verringert. Man hat es daher vielfach und mit Erfolg versucht, eine unerwünscht grosse Schwankung, namentlich starke nächtliche Abkühlung, durch Erzeugung einer künstlichen Wolkendecke zu vermindern, indem man bei Obst-, Wein- und ähnlichen Culturen an solchen Abenden, die ein tiefes nächtliches Temperaturminimum befürchten liessen, stark rauchende Feuer an der Windseite entzündete und die entstehenden Rauchwolken über die zu schützende Fläche ziehen liess.

Eine Witterungserscheinung, die wahrscheinlich mit dem Unterschiede zwischen See- und Binnenklima zusammenhängt, bilden die Kälterückfälle des Mai, im Volksmunde als die „gestrengen Herren“ oder „Eisheiligen“ bezeichnet. Erst 1839 durch Erman (23) und dann auf Grund ausgedehnteren Materials 1856 durch Dove (24) wurde nachgewiesen, dass in der That gegen Mitte Mai eine auffällige Abkühlung in Mitteleuropa einzutreten pflegt, und dass auch im langjährigen Durchschnitte der Tagesmittel dieser Kälterückfall erkennbar ist. Assmann (25) und v. Bezold (26) führten unabhängig von einander den Vorgang darauf zurück, dass im Frühjahre das Land sich stärker als die See erwärmt und dass also zur fraglichen Jahreszeit im Innern unseres Continentes eine kräftige Erwärmung auftritt. Damit ist alsdann eine Abnahme des Luftdruckes über Südosteuropa, und andererseits das Auftreten hohen Druckes über dem kälteren Meere, namentlich im Nordwesten der britischen Inseln, verbunden, und nach dem Buys-Ballot'schen Gesetz (siehe dieses) folgt hieraus für Mitteleuropa Nord- oder Nordostwind, welcher Luft aus kälteren Gegenden herführt. Der alte Volksglaube bringt diesen Umstand noch dadurch zum Ausdruck, dass in Norddeutschland der 11. bis 13. Mai (Mamertus, Pankratius, Servatius), in südlicheren Gegenden, wohin der kalte Nordwind später kommt, der 12. bis 14. Mai (Pankratius, Servatius, Bonifacius) im Rufe frostigen Wetters stehen. Neuerdings hat Kremser (27) gezeigt, dass die täglichen Temperaturminima für Berlin, Marggrabowa und Klaussen (Ostpreussen) zwar einen deutlichen Kälterückfall im Durchschnitt der Jahre 1878 bis 1894 oder 1884 bis 1898 zeigen, dass aber die längeren Beobachtungsreihen 1848 bis 1898 in Berlin und Klaussen Mittelwerthe ergeben, aus welchen die Eisheiligen völlig verschwunden sind. Falls dies auf Tagesminima gegründete Ergebniss allgemeinere Bestätigung findet, so ist darum der alte Glaube an die gestrengen Herren doch nicht widerlegt. Ein Kälterückfall im Mai, der die Pflanzen schädigt und die Freude am Erwachen des Frühlings stört, prägt sich der Wahrnehmung und dem Gedächtnisse viel tiefer ein als eine gleichmässige oder selbst ungewöhnlich hohe Temperatur der nämlichen Tage. Und wenn das langjährige Mittel wirklich

keine Abkühlung zwischen dem 10. und 15. Mai erkennen liesse, so würden doch die in einzelnen Jahren eintretenden Kälterückfälle, obwohl nicht die Regel, sondern die Ausnahme bildend, in der Erinnerung wahrscheinlich gegen die weniger eindrucksvollen wärmeren Tage überwiegen.

Uebrigens muss, worauf Hellmann (28) aufmerksam gemacht hat, diese ganze Erwägung auf die Geltungszeit des Gregorianischen Kalenders (seit 1582) beschränkt werden. Soweit der üble Ruf der „gestrengen Herren“ aus noch älterer Zeit stammen sollte, bezieht er sich nach heutiger Benennung auf den 21. bis 23. Mai, weil man im Jahre 1582 zehn Kalendertage ausfallen und auf den 4. gleich den 15. October folgen liess.

Wenden wir uns nunmehr zu den Temperaturen des Erdbodens und insbesondere der tieferen Schichten, so darf von vornherein aus unseren bisherigen Studien zweierlei gefolgert werden: Die Bodentemperatur muss nach unten hin, d. h. mit wachsender Annäherung an die heissen Schichten der Tiefe zunehmen; und die täglichen und jährlichen Aenderungen müssen nach unten hin, d. h. mit wachsender Entfernung vom Ursprungsorte jener Aenderungen an Einfluss verlieren. In der That bestätigt dies die Erfahrung. Die tägliche Schwankung der Temperatur dringt je nach der Leitungsfähigkeit des Bodens einen bis mehrere Meter tief ein, natürlich im Sommer tiefer als im Winter, weil die Sommerschwankung an sich grösser ist. Einigermaassen tiefliegende Keller können der Tagesschwankung nahezu entzogen sein. In Königsberg betrug nach J. Franz (29) die Tagesschwankung:

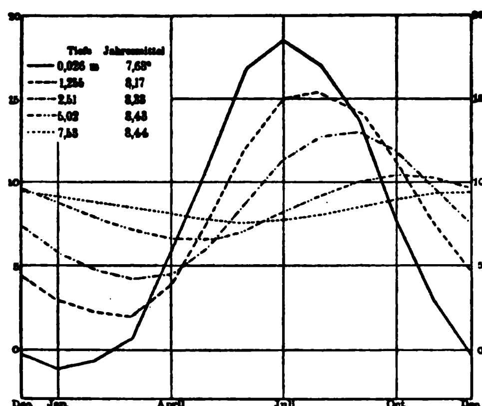


Fig. 4. Jährlicher Gang der Erdbodentemperatur verschiedener Tiefen in Königsberg.

	Januar	Juli
in 0,314 m Tiefe	0,06°	0,80°
„ 0,627 „ „	0,03°	0,13°

Die Jahresschwankung derselben Beobachtungsstation ist nach den Berechnungen von Leyst (30) auf Grund 13 jähriger Beobachtungen (1873 bis 1877 und 1878 bis 1886) in Fig. 4 dargestellt. Wir sehen in der That nach unten hin die Mitteltemperatur wachsen und die Amplitude abnehmen. Ausserdem findet eine mit der Tiefe wachsende Verspätung der Extreme statt, wie es mit Rücksicht auf die Zeit, welche zur Fort-

leitung der von der Oberfläche stattfindenden Wärmeänderungen erforderlich ist, ja nothwendig erscheint. So kommt es, dass schon in 7,53 m Tiefe December der wärmste und Juni der kälteste Monat ist.

Bewölkung und Niederschlag haben auf die Bodentemperatur merklichen Einfluss. Das Vorhandensein einer Wolkendecke vermindert die Strahlung und somit die Grösse der Schwankungen. Niederschlag scheint nicht bloss durch seine eigene Temperatur diejenige des Bodens zu beeinflussen, sondern nach Leyst (30) ausserdem auch in der Weise zu wirken, dass feuchte Bodenschichten besser als trockene die Wärme leiten, so dass bei feuchtem Erdreich die Temperaturunterschiede der verschiedenen Tiefenschichten abnehmen. Von ganz besonderem Einfluss sind ferner ausgedehnte Schneeflächen, weil deren rauhe Oberfläche trotz der hellen Farbe die Strahlung begünstigt, andererseits aber die eingeschlossene Luft den Schnee zu einem schlechten Wärmeleiter macht. Die am Tage eingestrahlte Wärme wird grossentheils zum Schmelzen der obersten Schneeschicht verbraucht und kann die Bodentemperatur nicht über 0° erheben; Nachts verliert die Schneefläche durch Ausstrahlung bedeutende Wärmemengen, und die schlecht leitende Schneeschicht hindert die Wärmeleitung aus dem Boden in die Luft. Also bringt, sofern man die Lufttemperatur betrachtet, eine zusammenhängende Schneefläche Kälte. Im Boden aber hält sie die Wärme zusammen und fördert das Gedeihen vieler Pflanzen, die im nackten Boden erfrieren würden.

Ueber die Temperaturvertheilung in den höheren Luftschichten haben wir den in den letzten Jahren ausgeführten wissenschaftlichen Ballonfahrten wesentliche Aufklärung zu danken. Da die Sonnenstrahlen ohne Wärmewirkung durch die uns zugänglichen Luftschichten hindurchgehen (s. S. 9), bildet für die untere Luft der Erdboden die einzige Wärmequelle, und es folgt hieraus, dass nach oben hin mit wachsender Entfernung von dieser Wärmequelle die Temperatur der Luft sinken muss. Es besteht aber zwischen der vom Boden kommenden Erwärmung der Luft und ihrer Abkühlung ein wesentlicher Unterschied. Während eine jede, beliebig starke Erkaltung des Bodens die entsprechende Abkühlung der unteren Luft nach sich zieht, und die Luftschichten um so sicherer am Boden verbleiben, je kälter und mithin schwerer sie geworden sind, ist die Erwärmung der unteren Luftschichten dadurch begrenzt, dass bei Ueberschreiten einer gewissen Temperatur die Luft emporsteigt. An sich und unter gleichem Druck ist ja natürlich kalte Luft schwerer als warme. Und nur weil nach oben hin der Druck abnimmt, und weil aus diesem Grunde auch die Dichte bei gleicher Temperatur oben geringer sein würde als unten, kann ohne Gleichgewichtsstörung die obere Luft um einen gewissen Betrag kälter sein. Es kommt hierbei in Betracht, dass auf- oder abwärts bewegte Luft ihre Temperatur ändert. Bekanntlich ist eine charakteristische Eigenschaft der Gase die Expansivkraft, d. h. das Bestreben, sich stets so weit auszudehnen, als der verfügbare Raum oder der äussere Druck gestatten. Wenn nun Luft beim

Emporsteigen unter geringeren Druck kommt und sich demgemäss ausdehnt, so leistet die Expansivkraft eine gewisse Arbeit, die als Energieverlust oder Wärmeverbrauch mit Abkühlung verbunden ist. Wenn umgekehrt Luft herabsinkt, unter grösseren Druck kommt und auf einen kleineren Raum zusammengedrückt wird, so nimmt ihr Ausdehnungsbestreben zu, ihr Energievorrath wird vermehrt, es entsteht Erwärmung. Diese als dynamische Abkühlung oder Erwärmung bezeichnete Temperaturänderung beträgt 0,99° beim Auf- oder Absteigen der Luft um je 100 m. Ist nun die Temperaturabnahme nach oben in der ruhenden Atmosphäre geringer als 0,99° auf 100 m (was meistens zutrifft), so sagt man, die Luft sei in stabilem Gleichgewicht; denn wenn eine Luftmasse jetzt wärmer (oder kälter) als ihre Umgebung ist und deswegen zu steigen (oder zu sinken) beginnt, so erreicht sie in einer gewissen Höhe Luft der eigenen Temperatur, und die Bewegung hört auf. Beträgt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre gerade 0,99° auf 100 m, so heisst dieser Zustand „adiabatisch“ oder auch indifferentes (convectives) Gleichgewicht. Das etwa vorhandene Bestreben einer Luftmasse, zu steigen oder zu sinken, wie es aus Temperaturdifferenz gegen die Umgebung entspringt, wird bei dieser Temperaturvertheilung nicht durch Steigen oder Sinken geändert. Ist eine Luftmasse irgendwo im Gleichgewicht, so wird sie es auch sein, nachdem man sie in eine beliebige andere Höhe gebracht hat. Wenn ferner die Temperatur der Atmosphäre um mehr als 0,99° auf 100 m nach oben hin abnimmt, so muss eine nach oben oder unten in Bewegung gebrachte Luftmasse mit immer steigender Kraft sich bewegen, denn je weiter sie kommt, um so mehr weicht ihre Temperatur von derjenigen der Umgebung ab. Ist sie wärmer als die umgebende Luft, so wird sie es im Aufsteigen noch mehr; ist sie kälter als die Umgebung, so wird sie es im Absteigen noch mehr, und jede einmal eingeleitete verticale Bewegung wächst von selbst. Dieser Zustand heisst labiles Gleichgewicht. Ein freiwilliges Auf- und Absteigen der Luft ohne äusseren Anstoss kann erst stattfinden, wenn das specifische Gewicht der oberen Schichten grösser als dasjenige der unteren ist. Hierzu gehört eine Temperaturänderung in der Atmosphäre von 3,42° auf 100 m. Bei Erwägungen dieser Art pflegt man nach v. Bezold (31) als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige zu bezeichnen, welche die Luft annehmen würde, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme auf den Druck von 760 mm Quecksilberhöhe gebracht würde. Der Einfluss des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist hier noch nicht berücksichtigt worden.

Wie wir oben sahen, ist die Einwirkung des Bodens auf die Temperatur der jeweils unten befindlichen Luftmassen verschieden je nach dem Sinne der Wärmebewegung. Abkühlung des Bodens theilt sich der Luft unbegrenzt mit, Erwärmung dagegen nur so lange, bis der aufsteigende Luftstrom die erwärmte Luft wegführt, und kältere an ihre

Stelle tritt. Im Durchschnitt folgt daraus eine niedrigere Temperatur der unteren Luftschichten, als sie ohne Bewegung haben würden, und es entspricht dieser Erwägung, dass die Gebirge als Theile des Bodens, welche in die Atmosphäre hineinragen, erkältend auf die benachbarte Luft wirken. Darum scheint an Gebirgsstationen das verticale Temperaturgefälle grösser als in den gleichen Schichten der freien Atmosphäre. Für Gebirge fand Hann (15), wie oben erwähnt, durchschnittlich 0,57° Abkühlung auf 100 m, in den untersten 3000 m der Atmosphäre betrug bei den Luftfahrten die entsprechende Zahl nur 0,50 bis 0,54°.

Noch deutlicher erscheint die abkühlende Wirkung des Bodens bei der sogenannten Temperaturumkehr (Inversion), d. h. wenn die Luft am Boden kälter ist als darüber. In klaren Nächten und namentlich zur Winterszeit tritt dieser Zustand sehr häufig ein und erstreckt sich je nach der Stärke der Bodenerkaltung mehr oder minder hoch hinauf. Es kann auf solche Art geschehen, dass in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige und die Gesträuche erfrieren. Es kann unter entsprechenden Witterungsverhältnissen aber auch geschehen, dass die Inversion bis 3000 m hinaufreicht. Aehnlich wie der Erdboden vermag auch die obere Grenzfläche einer Wolke sich abzukühlen und dann in der darüber liegenden Luft Erkaltung und Inversion zu erzeugen. Eine solche Erscheinung beobachtete Berson (32) gelegentlich einer Ballonfahrt in nahezu 8000 m Höhe.

Derselbe Forscher berechnet aus den bei 75 Luftfahrten gemessenen Temperaturen folgende Mittelwerthe für die verschiedenen Höhen und Jahreszeiten:

Höhe m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Erde	—	—	—	—	10,4°
1000	— 0,6°	2,5°	11,0°	5,4°	5,4
2000	— 5,1	— 2,1	5,3	1,6	0,5
3000	— 10,8	— 8,6	0,9	— 2,6	— 5,0
4000	— 14,6	— 14,5	— 5,0	— 7,7	— 10,3
5000	—	—	—	—	— 16,6
6000	—	—	—	—	— 24,2
7000	—	—	—	—	— 29,4
8000	—	—	—	—	— 38,3
9000	—	—	—	—	— 46,4

Ueber 4000 m hinaus konnten Mitteltemperaturen der einzelnen Jahreszeiten nicht berechnet werden, weil die Zahl der in solchen Höhen gewonnenen Messungen zu gering ist. Es fanden insgesammt nur 11 Fahrten bis zu 6000 m, 5 bis zu 7000 m und nur 2 bis 8000 m Höhe statt. Bemerkenswerth ist, dass in der Höhe der Herbst merklich wärmer

als der Frühling ist; es rührt dies von der Verspätung der Jahreszeiten her, die in der oberen Luft ganz ebenso wie in den unteren Bodenschichten stattfindet.

Für die verticale Abnahme der Temperatur auf je 100 m fand Berson (32):

Höhe m	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	Anti-cyklone	Cyklone
0—1000	0,04°	0,49°	0,71°	0,48°	0,50°	0,38°	0,61°
1000—2000	0,42	0,52	0,58	0,43	0,50	0,40	0,55
2000—3000	0,56	0,60	0,53	0,49	0,54	0,53	0,57
3000—4000	0,53	0,51	0,57	0,50	0,53	0,54	0,53
4000—5000	0,67		0,60		0,64	0,64	0,65
5000—6000	0,68		0,72		0,69	0,72	0,67
6000—7000	—		—		0,66	0,71	0,64
7000—8000	—		—		0,72	0,77	0,62
8000—9000	—		—		0,90	—	—

Die durchschnittliche Temperaturabnahme zwischen Erde und 9000 m Höhe beträgt 0,63 m auf 100 m. In der vorstehenden Tabelle zeigen die kleineren Zahlen für die unteren Luftschichten und namentlich für die kalte Jahreszeit, wie der Boden abkühlend auf die ihm nahen Luftmassen wirkt. Die langsamere Abnahme der Temperatur in mittleren Höhen ist auf Condensation des aufsteigenden Wasserdampfes zurückzuführen. In grösseren Höhen nähert sich die Temperaturabnahme der adiabatischen Vertheilung, welche da eintreten dürfte, wo Aenderungen der Bodentemperatur keine Wirkung mehr äussern. In welcher Höhe dies erreicht ist und also der jährliche Temperaturgang aufhört, kann aus den bisherigen Beobachtungen noch nicht entnommen werden. Der tägliche Gang nimmt nach oben hin rasch ab und zeigt dabei wachsende Verspätung, beides namentlich in der warmen Jahreszeit. Am 8. Juni 1898 konnte aus den gleichzeitig in vier Luftballons angestellten Beobachtungen berechnet werden, dass von der am Boden stattfindenden Temperaturänderung in 700 m Höhe noch die Hälfte, in 1100 m ein Drittel, in 1400 m ein Viertel, in 1600 m ein Fünftel, in 2000 m ein knappes Siebentel, in 3000 m ein Zwanzigstel, darüber hinaus verschwindend wenig vom täglichen Gange erkennbar war.

Zum Schluss dieses von der Temperatur handelnden Capitels soll über die Thermometer und ihre Aufstellung berichtet werden. Bekannt ist, dass die beim Erwärmen stattfindende Ausdehnung des Quecksilbers es ist, welche in unseren Thermometern das Steigen hervorruft. Wenn man aber ein Thermometer rascher Erwärmung aussetzt, so beobachtet man zuerst ein kurzes Sinken und dann erst das Steigen des Quecksilbers, denn es erwärmt sich zuerst die Glashülle des Instruments und bewirkt durch ihre Ausdehnung, dass das Quecksilber so lange fällt,

bis die Wärme durch das Glas hindurch zum Quecksilber gelangt ist. Dieser einfache Versuch lässt erkennen, wie sehr der Stand des Thermometers von der Ausdehnung des Glases abhängt, und beweist die Wichtigkeit der Auswahl einer geeigneten Glassorte. Viele ältere Apparate zeigen allmähliche Aenderungen im Verhalten des Glases, so dass ein solches Thermometer in regelmässigen Zwischenräumen geprüft werden muss, um vertrauenswerthe Angaben zu liefern. Besonders günstige Eigenschaften haben die aus Jenenser Glas gearbeiteten Thermometer, welche an einem dunklen Längsstreifen kenntlich sind. Um die Fehler eines Thermometers zu bestimmen, muss man zunächst seine festen Punkte prüfen, den Nullpunkt durch Einsenken in schmelzendes Eis, den Siedepunkt durch Eintauchen in den Dampf siedenden Wassers. Letzteres geschieht in geschlossenem Gefäss mit Dampfauslass, und es ist dabei der Barometerstand zu beachten, denn bei Aenderung des Luftdruckes um etwa 27 mm Quecksilberhöhe ändert sich im gleichen Sinne der Siedepunkt des Wassers um 1°. Ferner gehört zur Thermometerprüfung das Calibriren, d. h. die Feststellung etwaiger Ungleichmässigkeiten in der Rohrweite. Trennt man einen Quecksilberfaden vom übrigen Quecksilber ab und verschiebt ihn durch Neigen des Rohres, so erscheint er in engeren Rohrtheilen länger als in weiteren Stellen, und man kann danach eine Correctionstabelle für die ganze Thermometertheilung herleiten. Einfacher ist es natürlich, eine solche Tabelle durch Vergleichen des Thermometers mit einem als zuverlässig anzusehenden Normalinstrument zu gewinnen, wobei die Vergleichung über alle in Betracht kommenden Temperaturen auszudehnen ist.

Um die Extremtemperaturen zu messen, nämlich die höchste und die tiefste Temperatur des Tages, benutzt man das Maximum- und das Minimumthermometer. Ersteres ist ein in horizontaler Lage befindliches Quecksilberthermometer „mit Abreissfaden", nämlich mit einer Vorrichtung, durch welche bei sinkender Temperatur ein Theil des vorher gestiegenen Quecksilberfadens abreisst und liegen bleibt, so dass man die höchste Temperatur nachher noch erkennen kann. Nach deren Ablesung wird das Instrument in aufrechte Stellung gebracht, wobei der abgetrennte Quecksilberfaden sinkt und sich wieder mit dem übrigen Quecksilberfaden vereinigt. Das Minimumthermometer ist ein gleichfalls horizontal befestigtes Thermometer mit Toluolfüllung, in dessen Flüssigkeit ein dünnes Glasstäbchen mit verdickten Enden sich befindet. Beim Sinken der Temperatur wird das Stäbchen von der Flüssigkeitsoberfläche mitgeschoben und bleibt beim nachherigen Steigen an der niedrigsten Stelle, die es erreichte, liegen. Nach der Ablesung wird auch dies Instrument durch Aufrechtstellen wieder zu neuem Gebrauch vorgerichtet, indem man das Stäbchen bis zur Flüssigkeitsoberfläche gleiten lässt. Fig. 5 (a. f. S.) zeigt die gewöhnliche Anordnung des trockenen, feuchten (siehe unten Psychrometer) Maximum-, und Minimumthermometers.

Für die Aufstellung der Thermometer ist der Zweck, „Schatten-

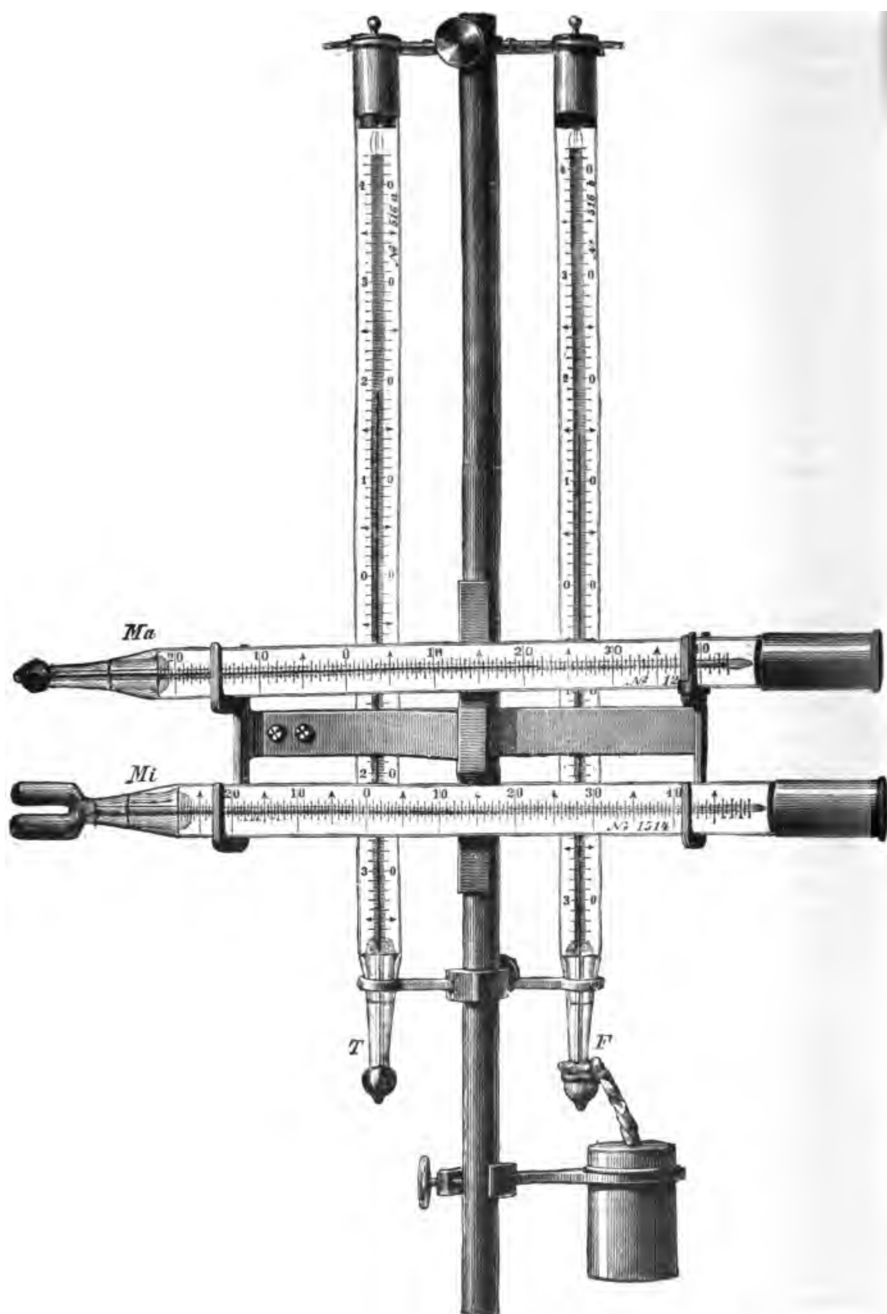


Fig. 5. Trockenes, feuchtes, Maximum-, Minimumthermometer.

temperaturen“ zu beobachten, maassgebend. Sowohl an der „Thermometerhütte“, die frei auf dem Boden stehend angebracht wird, als auch an dem vor dem Fenster des Beobachters befindlichen „Gehäuse“ wird durch jalousieartige Form der aus Holz oder Blech bestehenden Wände die Sonnenstrahlung möglichst ausgeschlossen, dem Winde aber der freie Durchzug gestattet.

Wie sehr die Art und namentlich die Höhe der Aufstellung in Betracht kommen kann, ist aus unseren vorstehenden Angaben über die verticale Temperaturvertheilung ohne Weiteres zu entnehmen. Erwähnt sei noch, dass nach meinen (33) Beobachtungen an der Berliner landwirthschaftlichen Hochschule die Temperaturverhältnisse in einem 17 m über dem Boden vor dem Fenster befindlichen Gehäuse weniger gut den nahe am Erdboden herrschenden Wärmezustand wiedergaben, als die Messungen, welche auf dem Dache in 25,5 m Höhe über dem Boden stattfanden, so dass also die Dachfläche ähnlich wie die Bodenfläche auf die Temperatur der zunächst benachbarten Luft zu wirken schien.

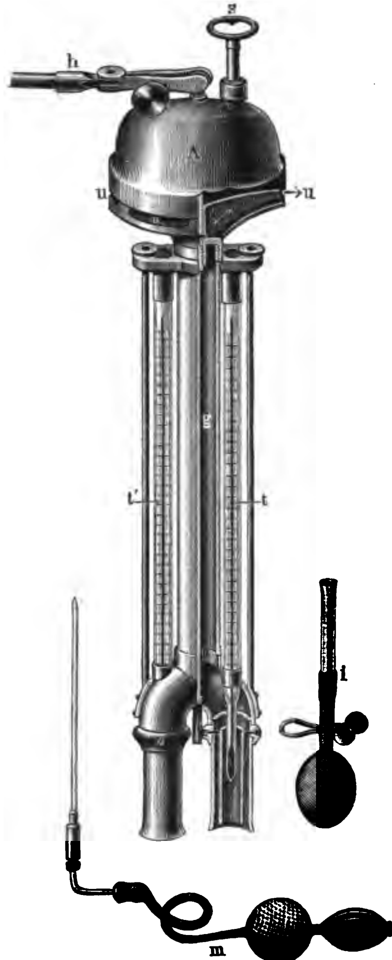


Fig. 6. Aspirationspsychrometer nach Assmann.

Es hat sich indessen als überaus schwierig herausgestellt, ein Thermometer durch Beschirmung mittels schattengebender Körper gänzlich gegen den Einfluss der Strahlung zu schützen. Auch wenn die Kugel des Thermometers von unmittelbarer Strahlung nicht getroffen wird, erhöht sich doch im Sonnenschein die Temperatur der zum Schutz bestimmten Gegenstände (Hütte, Gehäuse) und wirkt auf den Stand des Thermometers. Und ebenso ist Nachts die abkühlende Wirkung der Ausstrahlung nicht leicht zu vermeiden. Um nun dem Thermometer die Temperatur der umgebenden Luft zu ertheilen, bemühte man sich, eine recht innige und wirksame Berührung zwischen

Thermometer und Luft zu erzeugen. Man construirte in diesem Bestreben das Schleuderthermometer, ein an einer Schnur oder drehbar an einem Stabe befestigtes Instrument, welches vor der Ablesung in rascher Drehung herumgeschwungen und dabei mit beständig erneuerter Luft in Berührung gebracht wird. Hierdurch wird die Temperaturabweichung des Thermometers gegen die Luft allmählich zum Verschwinden gebracht. Noch wirksamer erwies sich die Einrichtung des Aspirationspsychrometers, dessen von Assmann (34) herrührende neuste Form in Fig. 6 (a. v. S.) wiedergegeben ist. Im oberen Theile des Apparates befinden sich zwei über einander mit geringem Zwischenraum liegende horizontale Scheiben, die durch ein Uhrwerk in Drehung versetzt werden und mittels Centrifugalkraft die zwischen ihnen befindliche Luft aus dem Spalt *u* herausschleudern. Dadurch wird in dem abwärts führenden Mittelrohre *g* und in den beiden Hüllrohren, die die Thermometerkugeln umgeben, die Luft angesaugt und äussere Luft an den Thermometerkugeln mit einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Secunde vorbeigeführt. Wenn das Uhrwerk versagen sollte, so kann auch das Handdruckgebläse *m* an das zwischen den Schenkeln des Apparates befindliche Rohr angesetzt und nach dem Princip des Ejectors zur Erzeugung eines ungefähr ebenso raschen Luftstromes benutzt werden. Von den beiden Thermometern des Apparates dient das eine „trockene“ (*t*) zur Bestimmung der Lufttemperatur, das zweite „feuchte“ (*t'*) für Feuchtigkeitsmessungen, von denen im nächsten Capitel die Rede ist. Man kann in der That dies Instrument im hellen Sonnenschein benutzen, ohne einen Einfluss der Strahlung zu bemerken. Das „trockene“ Thermometer zeigt genau die Temperatur derjenigen Luft, welche in die unteren Oeffnungen der Hüllrohre hineingesaugt wird. Dass diese Luft nicht etwa von einem erwärmten Gegenstand (besonnte Wand, Körper des Beobachters u. s. w.) herkommt, muss natürlich beachtet werden.

Luftfeuchtigkeit.

Unter den Beimengungen der atmosphärischen Luft ist von besonderer Wichtigkeit der Wasserdampf, weil von seinem Verhalten Bewölkung und Niederschlag abhängen. Man misst die Luftfeuchtigkeit durch den in Quecksilberhöhe ausgedrückten Werth des Druckes, welchen der am Beobachtungsorte vorhandene Wasserdampf ausübt. Es ist aber dieser Dampfdruck nicht ohne Weiteres vergleichbar mit dem vom Barometer gemessenen Luftdruck, denn während der letztere in der That das Gewicht der über dem Barometer befindlichen Luftsäule angiebt, ist der Dampfdruck keineswegs ein Ausdruck für das Gewicht der über dem Beobachtungsort befindlichen Dampfmenge. Es wäre dies nur richtig, wenn man sich den Dampf als eine besondere und in sich im

Gleichgewicht befindliche Atmosphäre vorstellen dürfte, und in diesem Falle könnte man (wie es Dove noch für zulässig hielt) die Differenz zwischen gesammtem Luftdruck und Dampfdruck als „Druck der trockenen Luft“ bezeichnen. Die Erfahrung hat aber gelehrt, dass nur für kleinere und abgeschlossene Räume, innerhalb deren eine gleichförmige Verbreitung des Dampfes vorausgesetzt werden darf, jene Anschauung zutrifft, während der atmosphärische Wasserdampf durch Bewegung, Verdampfung und Condensation beständigen Veränderungen unterliegt, welche bereits in den untersten Schichten seine gleichförmige Verbreitung hindern. In der That ist die Abnahme des Dampfes nach oben hin eine viel raschere, als sie es in einer selbstständigen Dampfatmosphäre sein würde. Im letzteren Falle könnte man den in Quecksilberhöhe gemessenen Dampfdruck mit 13,6, dem specifischen Gewicht des Quecksilbers, multipliciren, um die Wasserhöhe zu erhalten, welche dem gesammten Dampfgehalt der Atmosphäre entspricht. Indessen hat Hann (35) auf Grund von Beobachtungen, die im Himalaya und bei vier Ballonfahrten stattfanden, berechnet, dass in einer ruhenden Dampfatmosphäre dem am Boden gemessenen Dampfdruck etwa $4^1/_2$ mal so viel Dampfgehalt der gesammten Lufthülle entsprechen würde, als in Wirklichkeit vorhanden ist. Legt man die Ergebnisse der bei neueren Ballonfahrten ausgeführten Feuchtigkeitsmessungen zu Grunde, so beträgt der wirkliche Dampfgehalt der Atmosphäre sogar nur wenig über ein Sechstel derjenigen Menge, welche der am Boden gemessenen Feuchtigkeit bei gleichförmiger Verbreitung entspräche.

Der Werth des Dampfdruckes in Millimetern Quecksilberhöhe ist nahezu ebenso gross als diejenige Zahl, welche angiebt, wieviel Gramm Wasserdampf in 1 cbm Luft enthalten sind. Man bezeichnet den Dampfdruck auch als absolute Luftfeuchtigkeit. Eine andere Bezeichnungsweise für den Dampfgehalt der Luft ist durch v. Bezold (36) eingeführt: die specifische Feuchtigkeit, nämlich die Anzahl der im Kilogramm feuchter Luft enthaltenen Gramme Wasserdampf, und nahezu gleichwerthig damit das Mischungsverhältniss, d. h. die 1 kg trockener Luft beigemischten Gramme Wasserdampf. Wie leicht einzusehen, bilden auch diese Grössen ein Maass für die absolute Feuchtigkeit. In der Tabelle (S. 30) sind die der Sättigung entsprechenden Werthe des Dampfdruckes und der für einen Barometerstand von 760 mm berechneten specifischen Feuchtigkeit, hergeleitet aus Regnault's Messungen durch O. J. Broch (37) resp. v. Bezold (36), zusammengestellt, nämlich für jede Temperatur die höchsten Werthe, welche jene beiden Grössen erreichen können.

Diese für die praktische Wetterkunde überaus wichtige Tabelle besagt Folgendes. Wenn von einer wasserhaltigen Fläche (Gewässer, feuchter Boden, Pflanzendecke) Wasser verdampft, so kann die Luft nur eine gewisse Dampfmenge aufnehmen, deren Betrag von der Temperatur abhängt und mit dieser in gleichem Sinne sich ändert. Ist dieser Betrag

Sättigungswerthe des Dampfdruckes und der specifischen Feuchtigkeit (für 760 mm Quecksilberdruck).

	Dampfdruck	Specifische Feuchtigkeit		Dampfdruck	Specifische Feuchtigkeit
	mm	g		mm	g
— 30°	0,38	0,31	6°	6,97	5,71
— 25	0,61	0,49	7	7,47	6,13
— 20	0,94	0,77	8	7,99	6,56
— 15	1,34	1,19	9	8,55	7,02
— 14	1,56	1,28	10	9,14	7,51
— 13	1,69	1,39	11	9,77	8,03
— 12	1,84	1,50	12	10,43	8,58
— 11	1,99	1,63	13	11,14	9,16
— 10	2,15	1,76	14	11,88	9,78
— 9	2,33	1,91	15	12,67	10,43
— 8	2,51	2,06	16	13,51	11,13
— 7	2,72	2,23	17	14,40	11,86
— 6	2,93	2,40	18	15,33	12,64
— 5	3,16	2,59	19	16,32	13,46
— 4	3,41	2,79	20	17,36	14,33
— 3	3,67	3,01	21	18,47	15,25
— 2	3,95	3,24	22	19,63	16,22
— 1	4,25	3,48	23	20,86	17,24
0	4,57	3,75	24	22,15	18,32
1	4,91	4,03	25	23,52	19,47
2	5,27	4,32	26	24,96	20,68
3	5,66	4,64	27	26,47	21,95
4	6,07	4,98	28	28,06	23,29
5	6,51	5,34	29	29,74	24,70
			30	31,51	26,18

erreicht und enthält also die Luft so viel Feuchtigkeit, als sie bei der jeweiligen Temperatur höchstens aufnehmen kann, so nennt man sie gesättigt. Wird gesättigte Luft erwärmt, so entfernt sie sich vom Sättigungszustand und vermag neuen Dampf aufzunehmen. Ist Wasser mit ungesättigter Luft in Berührung, so findet Verdampfung statt, welche bei ungestörtem Fortgang bis zu erreichter Sättigung dauert. Wird aber ungesättigte Luft abgekühlt, so nähert sie sich derjenigen Temperatur, für welche die vorhandene Dampfmenge die Sättigung bedeutet. Diese Temperatur heisst Thaupunkt, denn wenn die Abkühlung bis zu dieser Grenze fortgeschritten ist und der nunmehr gesättigten Luft noch mehr Wärme entzogen wird, so beginnt die Condensation, und der überschüssige Theil des Wassers, welcher als Dampf nicht mehr be-

stehen kann, fällt in tropfbarer (oder fester) Form nieder. Es enthält nun also die vorstehende Tabelle für jede Temperatur den zugehörigen Sättigungsdruck, und zugleich für jede Dampfmenge den zugehörigen Thaupunkt. Erwähnt sei hierbei, dass die in der Tabelle angegebenen Zahlen für Sättigung sich auf solche Luft beziehen, die bei Anwesenheit flüssigen Wassers gesättigt ist, während Luft in Berührung mit Eis geringere Sättigungsdrucke zeigt.

Für praktische Witterungsstudien ist vorzugsweise die Frage von Bedeutung, wie nahe oder fern ein gegebener Feuchtigkeitszustand von beginnender Condensation ist. Der Thaupunkt würde zusammen mit der Lufttemperatur hierüber ein Urtheil gestatten; einfacher ist es, für den gleichen Zweck eine einzige Zahl anzugeben, und dafür eignet sich die relative Feuchtigkeit. Sie drückt die vorhandene Dampfmenge in Procenten derjenigen aus, welche bei der jeweiligen Temperatur zur Sättigung nöthig wäre, und lässt also ohne Weiteres erkennen, wie nahe oder fern der bestehende Feuchtigkeitszustand von der Sättigung ist. Es bedeutet demnach relative Feuchtigkeit von 100 Proc. völlige Sättigung, 0 Proc. völlige Trockenheit. Aus der Definition der relativen Feuchtigkeit ergiebt sich, dass ihr Betrag von der Temperatur abhängt und sich mit dieser bei gleichbleibendem Dampfdruck ändert, denn zu jeder neuen Temperatur gehört ein neuer Sättigungsdruck, der bei Berechnung der relativen Feuchtigkeit in Betracht kommt. Man hat versucht, statt dieser einen anderen Begriff einzuführen, das Sättigungsdeficit. Darunter wird nach Wild (38) der Unterschied zwischen dem herrschenden Dampfdruck und dem für die Lufttemperatur berechneten Sättigungsdruck verstanden, also die Differenz der beiden Grössen, deren Verhältniss in der relativen Feuchtigkeit zum Ausdruck kommt.

Die räumliche Vertheilung der absoluten Feuchtigkeit ist in hohem Grade von der Temperatur abhängig, denn je höher diese ist, um so mehr Dampf kann die Luft aufnehmen und um so mehr Wärme ist für die Verdampfung verfügbar (latente Verdampfungswärme, siehe S. 15). Demnach finden wir die grössten Werthe des Dampfdruckes in den Tropen, und von dort nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite abnehmende absolute Feuchtigkeit. Ferner ist dieselbe im Innern der grossen Continente etwas geringer als an der Küste und auf dem Meere.

Im Gegensatz dazu zeigt die relative Feuchtigkeit bei hoher Temperatur geringe Werthe und umgekehrt, weil zur Sättigung um so mehr Dampf gehört, je höher die Temperatur ist. Demgemäss ist im Winter der mittleren und höheren Breiten die relative Feuchtigkeit gross über den Continenten, weil hier grössere Kälte als auf dem Meere herrscht; im Sommer dagegen und auch im verhältnissmässig warmen Winter der niederen Breiten ist die Luft des Binnenlandes relativ trockener. Aus Beobachtungen russischer Stationen, die Stelling (39) und Britzke (40) mittheilen, ergiebt sich, dass die jährliche Verdunstungsmenge und

also auch die relative Feuchtigkeit von Nord nach Süd und von der Küste nach dem Innern stark zunimmt.

Der jährliche Gang der Feuchtigkeit schliesst sich demjenigen der Temperatur sehr nahe an. Die absolute Feuchtigkeit schwankt im gleichen Sinne wie die Temperatur. Die relative Feuchtigkeit ändert sich in der Ebene umgekehrt wie die Temperatur, hat also im Sommer ihr Minimum und im Winter ihr Maximum, während sich auf Bergen und in höheren Schichten der freien Atmosphäre der entgegengesetzte Gang der relativen Feuchtigkeit bemerkbar macht. Die folgende Tabelle enthält [nach H. Meyer (41)] einige Beobachtungsergebnisse norddeutscher Stationen und dazu die von Hann (42) mitgetheilten Messungen auf dem 3100 m hohen Sonnblick:

Jährlicher Gang der Feuchtigkeit.

	Klaussen		Berlin		Helgoland		Emden		Sonnblick	
	Absol. mm	Relat. Proc.	Absol. mm	Relat. Proc.	Absol. mm	Relat. Proc.	Absol. mm	Relat. Proc.	Absol. mm	Relat. Proc.
Januar . . .	*3,2	**93**	*3,9	**84**	4,8	**90**	*4,6	**91**	1,4	74
Februar . .	*3,2	91	4,1	80	*4,7	88	4,7	88	*1,2	73
März . . .	3,8	87	4,5	75	4,8	86	5,3	84	1,5	78
April . . .	5,3	78	5,3	69	5,7	83	6,0	79	2,4	84
Mai	7,2	73	7,1	*64	7,0	*78	8,2	*74	3,1	87
Juni	9,8	*72	9,6	66	9,7	83	9,8	75	3,3	**89**
Juli	**10,7**	74	**10,7**	67	11,4	83	**11,2**	77	**4,8**	86
August . . .	10,4	76	10,6	69	**11,5**	83	**11,2**	79	4,1	83
September .	8,4	80	8,8	73	9,9	83	9,8	82	3,5	86
October . .	6,4	84	7,2	79	7,9	82	7,8	87	2,8	79
November .	4,5	89	5,1	83	5,8	82	5,6	90	2,0	79
December .	3,4	**93**	4,2	**84**	5,8	87	4,9	**91**	1,4	*67
Jahr	6,4	83	6,6	74	7,4	84	7,4	83	2,6	80
Amplitude .	7,5	21	6,8	20	6,7	12	6,6	17	3,6	22

Im Binnenlande zeigt sich also die Feuchtigkeit, namentlich die absolute, geringer, die Schwankung aber grösser als am Meere, entsprechend den schon erwähnten Verhältnissen der Verdampfung und Temperatur. Die Beobachtungen vom Sonnblick mit dem gegen die Niederung umgekehrten jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit finden ihre Bestätigung in den weiter unten mitgetheilten Ballonbeobachtungen. Die Erklärung dürfte in verticalen Luftbewegungen zu suchen sein.

Der tägliche Gang der Feuchtigkeit steht gleichfalls mit dem Temperaturgang in naher Beziehung. Der Dampfdruck zeigt an Küstenstationen ganz ähnlichen Gang wie die Temperatur, nämlich ein Maximum zur wärmsten Zeit, etwa 2 bis 3^p, und ein Minimum zur kältesten

Zeit, früh Morgens. Im Binnenland tritt in Folge der höheren Mittagstemperatur ein aufsteigender Luftstrom zur wärmsten Tageszeit auf, welcher Herabsinken trockener Luft erwirkt und ein secundäres Minimum um so eher hervorbringt, je geringer die überhaupt vorhandene Dampfmenge ist. Demgemäss zeigt die Curve in Fig. 7, welche Buchan (43) aus Beobachtungen von März bis Juli 1873 auf dem nordatlantischen Ocean herleitete, eine einfache, diejenige von Bukarest [nach Hepites (44)] 1886 bis 1890 eine doppelte Schwankung. Dass auf Bergen der Dampfdruck zwar geringeren Betrag, aber ganz ähnlichen und nur etwas verspäteten Gang hat wie an den Küsten, zeigt die nach Hann (45) gezeichnete Curve für den Sonnblick..

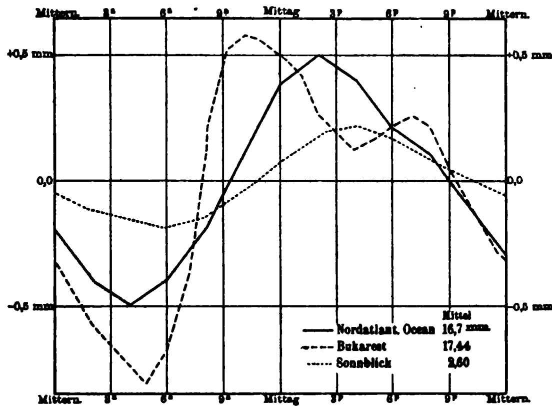


Fig. 7. Täglicher Gang des Dampfdrucks auf dem Ocean, in Bukarest und auf dem Sonnblick.

Die relative Feuchtigkeit hat in Ebenen und Thälern überall den entgegengesetzten täglichen Gang wie die Temperatur, auf Bergen dagegen und auch in entsprechender Höhe der freien Atmosphäre ähnliche Aenderungen wie die Temperatur; dabei sind die Extreme der relativen Feuchtigkeit gegen diejenigen der Temperatur im Winter etwas verfrüht, im übrigen Jahre verspätet, wie Hann (45) aus Beobachtungen auf dem Sonnblick entnahm. Die Grösse der Schwankung hängt von derjenigen der Temperatur ab.

Ueber die verticale Vertheilung der Feuchtigkeit im gesammten Jahresdurchschnitt und in den Jahreszeiten macht Süring (46) folgende bei Ballonfahrten gewonnenen Angaben (s. Tab. S. 34).

Für unser Empfinden ist die relative Luftfeuchtigkeit von besonderer Bedeutung, weil ihre physiologische Wirkung uns in Stand setzt, Aenderungen im Feuchtigkeitszustande der Luft unmittelbar wahrzunehmen. Zu unserer Lebensthätigkeit gehört die Verdunstung einer gewissen Wassermenge von der Körperoberfläche, und hierbei wird die entsprechende Verdampfungswärme verbraucht und also dem Körper entzogen. Da nun der Körper um so mehr Wasser verdampft und um so mehr Wärme verliert, je geringer die relative Feuchtigkeit der umgebenden Luft ist, d. h. je mehr Dampf diese Luft aufnehmen kann, so erzeugt eine ungewohnt geringe relative Feuchtigkeit bei uns Hauttrockenheit, Wärmeverminderung und bei erhöhtem Auftreten Puls-

Höhe	Dampfdruck Jahr	Specif. Feuchtigkeit Jahr	Specif. Feuchtigkeit				Relative Feuchtigkeit			
			Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
m	mm	g	g	g	g	g	Proc.	Proc.	Proc.	Proc.
0	7,35	5,86	4,71	8,38	5,71	3,00	75,1	70,1	80,8	82,6
500	6,12	5,33	4,49	7,47	4,83	2,61	71,6	69,5	71,4	72,6
1000	5,01	4,54	3,67	6,69	4,40	2,17	69,3	77,3	75,6	58,0
2000	3,01	3,08	2,41	4,59	2,68	1,64	57,9	69,6	52,8	46,8
3000	1,94	2,23	1,71	3,03	2,17	1,19	61,1	55,6	50,7	49,5
4000	1,25	1,68	1,33	2,60	1,59	0,86	57,2	64,2	49,2	40,5
5000	0,79	1,18	0,78	1,63	1,30	0,68	—	—	56,9	—
6000	0,40	0,67	0,65	—	0,66	—	—	—	—	—
7000	0,21	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—
8000	0,10	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—

beschleunigung und nervöse Reizbarkeit. Relativ feuchte Luft dagegen vermindert die Wärmeabgabe und bewirkt vermehrte Kohlensäureausscheidung, verlangsamte Blutbewegung und jene Empfindung, die wir mit dem Worte „Schwüle“ zu bezeichnen pflegen. Oftmals hält man irrthümlich diesen Zustand für eine Folge der hohen Temperatur, obwohl doch keineswegs das Thermometer hoch genug steht, um diese Meinung zu rechtfertigen; vielmehr wird erst durch Messung der relativen Feuchtigkeit die eigentliche Ursache der Schwüle aufgedeckt. Recht deutlich zeigt sich dieser Zusammenhang in der Schilderung, welche Ceyp (47) von dem Klima des persischen Ortes Bûshähr entwirft. „Dort, an der Küste des persischen Golfes, ist zur heissen Jahreszeit die Luft so mit Feuchtigkeit gesättigt, dass am Tage die leichteste Bewegung ein Ausbrechen des Schweisses über den ganzen Körper zur Folge hat. Nur Wenige vermögen während der Sommermonate ruhigen Schlaf zu finden, und meistens wandert man, von der unerträglichen Schwüle geplagt, den grössten Theil der Nacht schlummerlos auf dem flachen Dache herum, um dann zur Mittagszeit, wo in Folge der steigenden Temperatur die Schwüle weniger bemerkbar ist, das Versäumte nachzuholen.“ Also trotz steigender Temperatur wird Mittags die Schwüle geringer, weil die relative Feuchtigkeit abnimmt.

Eine nahe Beziehung besteht zwischen der Luftfeuchtigkeit und dem nächtlichen Minimum der Temperatur, denn wenn die am Nachmittage beginnende Abkühlung der Luft bis zum Thaupunkt fortgeschritten ist, tritt im Falle noch weiter andauernder Wärmeentziehung Condensation ein, und die nun frei werdende latente Wärme wirkt weiterem Sinken der Temperatur entgegen. Demnach kann man erwarten, dass das Temperaturminimum nicht erheblich unter den vorher bestimmten Thaupunkt sinken wird, sofern nur seit der Thaupunkts-

bestimmung keine Aenderung in der absoluten Feuchtigkeit (Herbeiführung anderer Luft durch Wind) eintrat. Im Falle solcher Aenderung würde freilich der Thaupunkt gleichfalls einen anderen Werth erhalten. Für die Zwecke der praktischen Bodencultur ist es oftmals wichtig, das nächtliche Temperaturminimum schon am Abend vorauszuberechnen, um namentlich im Falle einer Frostgefahr zarte Pflanzen zu schützen. Da dies vorzugsweise im Frühjahr von Bedeutung ist, und da die Nachtfröste alsdann meistens durch Bodenerkaltung in klaren, windstillen Nächten entstehen, so hat man in der That an solchen Tagen die Möglichkeit, aus der am Nachmittage oder Abend angestellten Thaupunktsbestimmung die Grenze, bis zu welcher die Temperatur Nachts sinken wird, ungefähr anzugeben. In der Verfolgung dieses Gedankens gelang es Kammermann (48), ein Verfahren auszuarbeiten, welches auf überaus einfache Art die Nachtfrostprognose ermöglicht. Er benutzte das (am Schlusse dieses Capitels beschriebene) August'sche Psychrometer und fand, dass zwischen der zu bestimmter Nachmittagsstunde abgelesenen Temperatur des feuchten Thermometers und dem Temperaturminimum der folgenden Nacht eine Differenz besteht, deren Werth zwar für verschiedene Orte und Jahreszeiten verschieden ist, im Uebrigen aber so wenig schwankt, dass man daraufhin die Temperatur des bevorstehenden nächtlichen Minimum (und also auch etwaigen Nachtfrost) aus der am feuchten Thermometer abgelesenen Temperatur entnehmen kann. Als Beispiele enthält die folgende Tabelle für einige Orte die aus meist einjährigen Beobachtungen berechneten mittleren Werthe jener Differenz, sowie die Tageszeit, zu welcher das feuchte Thermometer abgelesen wurde:

Haparanda	5,0°	2 P	Genf	3,6°	2 P
Upsala	4,7	1	Toulouse	4,4	3
Stockholm	3,8	2	Algier	2,1	1
Berlin	3,7	2	Ismaïlia	4,2	$2^1/_4$
Breslau	2,9	2			

Die für Genf angegebene Zahl beruht auf 20 jährigen Beobachtungen, welche zugleich auch den Unterschied der Jahreszeit erkennen lassen. Die Monatsmittel jener Differenz liegen für Genf zwischen 3,1° (December) und 4,3° (Februar, März). Im Ganzen scheint die Differenz in niederen geographischen Breiten und in hoch gelegenen Orten kleiner zu sein als anderwärts.

Sehr merkbar ist der Einfluss atmosphärischer Feuchtigkeit bei den absteigenden Luftbewegungen, die man als „Fallwinde" bezeichnet und deren bekanntester der Föhn ist. Man hat diesen Wind zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt und zwar als einen in grosser Stärke auftretenden, heissen und trockenen Südwind, der vom Gebirge her in die Thäler und das nördliche Alpenland herabstürzt, und die Erscheinung dem Herabkommen des oberen Passat zugeschrieben oder auch auf die vermuthete Herkunft der Föhnluft aus der Wüste Sahara zurückzuführen gesucht. Indessen waren diese Meinungen nicht vereinbar mit

dem allmählich auch am Südabhange der Alpen (als Nordwind) und in manchen anderen Gegenden nachgewiesenen Auftreten des Föhnwindes, sowie mit der Thatsache, dass gerade im Winter der Alpenföhn am wärmsten erscheint, während doch die Wüste Sahara im Sommer heisser ist. Diejenige Auffassung, welche mit allen bisherigen Erfahrungen in Einklang steht, scheint bereits im Anfange des 18. Jahrhunderts von Ebel (49) und dann von Espy (50) (1841 bis 1857) ausgesprochen zu sein; auch Helmholtz (51) deutet Aehnliches an, und endlich wurde durch Wild (52) sowie namentlich durch Hann (53) die jetzt geltende Annahme begründet. Um dieselbe zu verstehen, denken wir eine Luftmasse in verticaler Bewegung. Beim Aufsteigen gelangt sie unter geringeren, beim Absteigen unter grösseren Druck und muss also hierbei sich ausdehnen resp. zusammengedrückt werden. Damit ist, wie auf S. 22 genauer angegeben, eine dynamische Abkühlung resp. Erwärmung von 0,99° auf je 100 m Höhe verbunden. Weht trockene Luft über ein Gebirge hin, so wird sie beim Aufsteigen an der Windseite um so viel abgekühlt, als der Höhe des Gebirges entspricht, und auf der Leeseite im Herabsteigen wieder um ebenso viel erwärmt. Die Luft übersteigt also kalt den Gebirgskamm, langt aber am Fusse des Gebirges wieder ebenso warm an, als sie vor Beginn des Aufsteigens war. Während trockene Luft in dieser Weise das Gebirge ohne endgültige Temperaturänderung überschreitet, ist für dampfhaltige Luft das Gleiche nur möglich, solange keine Condensation stattfindet, d. h. wenn der Thaupunkt nicht erreicht wird. Zwar sinkt beim Heraufsteigen der Luft die Lage des Thaupunktes, denn indem der Druck abnimmt und die Luft sich ausdehnt, erfüllt die gleiche Dampfmenge nun einen grösseren Raum, es kommen auf einen Cubikmeter jetzt weniger Gramm Dampf oder (was etwa durch die gleiche Zahl ausgedrückt wird) der Dampfdruck ist beim Aufsteigen geringer geworden und mit ihm der Thaupunkt gesunken. Immerhin wird aber bei fortgesetztem Emporsteigen auch dieser erniedrigte Thaupunkt erreicht, und alsdann beginnt die Condensation des überschüssig gewordenen Dampfes unter gleichzeitigem Freiwerden der latent gewesenen Wärme. Das condensirte Wasser fällt als Regen (oder bei tieferer Temperatur als Hagel und Schnee) zu Boden, während der Luft die Condensationswärme verbleibt und ihr eine entsprechende Temperaturerhöhung ertheilt. Es ist demnach die dynamische Abkühlung der aufsteigenden Luft um so weniger wirksam und die Luft kommt um so wärmer nach oben, je früher die Condensation beginnt. Während aufsteigende Luft ohne Condensation sich auf je 100 m um 0,99° abkühlt, beträgt nach Hann (54) die Abkühlung auf je 100 m beim Aufsteigen von Luft, die bei der angegebenen Temperatur gesättigt ist:

Seehöhe	Luftdruck	— 10°	0°	10°	20°	30°
0 m	760 mm	0,76°	0,63°	0,54°	0,45°	0,38°
3360 „	500 „	0,68	0,55	0,46	0,38	—

Diese Zahlen gelten von Beginn der Condensation an nach aufwärts, und da im Winter die relative Feuchtigkeit unten grösser ist als im Sommer, so beginnt auch die Condensation schon früher und die Abkühlung beim Aufsteigen ist im Winter noch geringer als im Sommer. Nun würde aber beim Herabsteigen der Luft der umgekehrte Vorgang mit Verdampfen der Condensationsproducte unter Verbrauch einer entsprechenden Wärmemenge nur dann zu Stande kommen, wenn auch wirklich das vorher entstandene Wasser noch in der Luft verblieben wäre. Es ist indessen als Regen, Hagel oder Schnee bereits während des Emporsteigens der Luft an der Windseite des Gebirges herabgefallen, und also findet das Absteigen der Luft ohne Aenderung des Aggregatzustandes und ganz mit der gleichen dynamischen Erwärmung statt wie bei trockener Luft, nämlich im Betrage von 0,99° auf 100 m. Der Unterschied in der auf- und abwärts gerichteten Bewegung führt dahin, dass die Luft unten wärmer und trockener ankommt als sie beim Aufsteigen war: wärmer, denn sie ist beim Aufsteigen um die Condensationswärme des entstehenden Niederschlages bereichert; trockener, denn eben dieser Niederschlag ist herausgefallen und der Dampfgehalt ist um dessen Betrag vermindert worden, während ausserdem die relative Feuchtigkeit auch noch durch die geschehene Temperaturerhöhung merklich verringert ist.

Für das Auftreten dieser Einzelheiten im Südföhn der Alpen sind die Vorbedingungen gegeben, sobald im Westen oder Nordwesten vom Atlantischen Ocean her ein barometrisches Minimum erscheint und ausgiebige Luftbewegung aus südlicher Richtung über Mitteleuropa erzeugt. Wo diese Bewegung am Boden durch das Gebirge gehindert wird, tritt ein um so kräftigeres Ansaugen der oberen Luftschichten auf, und das Herüberfliessen der südlichen Luftmassen über die Alpenkämme geschieht stellenweise mit grosser Heftigkeit, gemäss den örtlichen Einflüssen der Gebirgsform. Gerade diese rasche Luftbewegung hindert einen erheblichen Wärmeaustausch zwischen Luft und Boden. Während bei ruhigem Wetter die Temperatur in den Alpen von oben nach unten um etwa 0,5 bis 0,6° auf je 100 m (im Winter weniger, im Sommer mehr) zunimmt, wächst sie in der herabfliessenden Luft um 0,99°; hat ausserdem diese Luft beim Aufsteigen noch die Condensationswärme des Niederschlages aufgenommen und bei raschem Uebersteigen des Gebirges nicht an den Boden verloren, so kann, wie die Erfahrung bestätigt, am Nordfuss der Alpen die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14 bis 17° steigen, während auf der Südseite Niederschlag eintritt. Durch seine Wärme und Trockenheit bewirkt der Föhn, dass man ihn im Frühjahr als „Schneefresser“, im Herbst als „Traubenkocher“ begrüsst. Er tritt ebenso wie die entsprechende Luftdruckvertheilung im Sommer seltener, im Winter häufiger auf als im übrigen Jahre.

Als Bestätigung der vorstehend dargestellten Föhntheorie muss erwartet werden, dass auch in anderen Gegenden die gleichen Ursachen

zu der nämlichen Wirkung führen, und in der That konnte man bereits in zahlreichen Gebirgsgegenden warme und trockene Fallwinde von der Art des Alpenföhn nachweisen. Nicht bloss auf der Südseite der Alpen als Nordwind, sondern auch in den Vogesen, im Riesengebirge, in Sicilien und Algier (als Scirocco)[1]), in Spanien, in Grönland, in Neuseeland, in Südgeorgien, in Japan, in Nordamerika (als Chinookwind auf der Ostseite des Felsengebirges) hat man die gleichen Erscheinungen gefunden.

Von diesen warmen und trockenen Winden verschieden sind die kalten Fallwinde, welche als Bora (am Karst und am Schwarzen Meere) und als Mistral (in der Provence) vorkommen. Im Gegensatze zum Föhn kommen hier die Luftmassen aus kaltem und hochgelegenem Hinterland zur wärmeren Küste herab. Durch langsamere Bewegung im Hochland werden sie auf dessen Temperatur abgekühlt und verlieren die Condensationswärme aus dem vorhergegangenen Aufsteigen. Beim Herabfliessen beträgt die dynamische Erwärmung zwar auch 0,99° auf 100 m, die Bodentemperatur aber wächst nach unten hin noch schneller (z. B. in Noworossisk am Schwarzen Meer nach Baron Wrangel (55) fast 2° auf 100 m), und so kommt die Luft in der That unten kälter an, als der dortige Boden ist.

Man misst die Luftfeuchtigkeit mittels der Hygrometer oder Psychrometer. Die vorzugsweise als Hygrometer bezeichneten Apparate beruhen auf der Eigenschaft vieler organischen Körper, hygroskopisch zu sein, d. h. aus der Luft Wasserdampf aufzunehmen unter gleichzeitiger Verlängerung oder sonstiger Gestaltsänderung. Von derartigen Gegenständen (Holzstäbchen, Getreidegrannen, Federspulen, Membranen, Darmsaiten u. s. w.) erwiesen sich besonders brauchbar menschliche Haare. Ein von Fett befreites Haar wird in einem geeigneten Rahmen um eine leicht drehbare Achse geführt und mittels eines kleinen Gewichtes derartig gespannt, dass jede Verlängerung oder Verkürzung des Haares die Achse sammt einem daran befestigten Zeiger dreht; an einer hinter dem Zeiger befindlichen Scala kann die relative Feuchtigkeit, welche der augenblicklichen Zeigerstellung entspricht, abgelesen werden, und zugleich an einem dem Apparate beigegebenen Thermometer die Lufttemperatur. Man braucht dann nur in einer geeigneten Tabelle (S. 30 oder Tab. 1 S. 157) zu der abgelesenen Temperatur den Sättigungsdruck zu suchen, um hieraus und aus der relativen die absolute Feuchtigkeit, und als deren Sättigungstemperatur den Thaupunkt zu bestimmen. Ein solches Haarhygrometer (Fig. 8) kann wenigstens für höhere Beträge der relativen Feuchtigkeit geprüft und nach Bedarf berichtigt werden, indem man einen mit Musselin bezogenen Rahmen, der dem Instrument beigegeben ist, nass in das Gehäuse desselben einsetzt und dies dann verschliesst. Alsdann ist die darin befindliche Luft bald mit Dampf gesättigt und der Zeiger muss nun auf 100 Proc. stehen oder nöthigenfalls dahin gedreht werden.

[1]) In Italien heisst „Scirocco“ auch ein im Winter auftretender warmer und feuchter Wind, der vom Föhn verschieden ist.

Weniger bequem in der Handhabung und Ablesung, aber wesentlich genauer als das Haarhygrometer, ist das August'sche Psychrometer (Fig. 5, S. 26). Dasselbe besteht aus zwei gleichen und neben einander angebrachten Thermometern, deren eines, das „trockene", die Lufttemperatur angiebt, während das zweite, welches als das „feuchte" bezeichnet wird, an seiner Kugel eine Hülle von Musselin trägt, die durch eine geeignete Vorrichtung dauernd mit Wasser versehen und feucht erhalten wird. Von dieser Hülle verdampft beständig Wasser, und zwar um so mehr, je mehr Dampf die umgebende Luft aufzunehmen vermag, also je geringer ihre relative Feuchtigkeit ist. In Folge des Wärmeverbrauches beim Verdampfen hat das feuchte Thermometer einen tieferen Stand als das trockene, und der Unterschied beider, die psychrometrische Differenz, ist ein Maass für die Feuchtigkeit. Aus dieser Differenz und der Lufttemperatur kann mit Hülfe entsprechender Tabellen (siehe Tab. 1 am Schluss des Buches) die absolute und relative Feuchtigkeit, der Thaupunkt u. s. w. hergeleitet werden. Liegt die Temperatur unter 0°, so muss die Kugel des feuchten Thermometers mit einer dünnen Eisschicht umkleidet sein, welche man nöthigenfalls (mindestens eine Stunde vor der Ablesung) durch Auftragen von Wasser mit einem Pinsel ergänzt. Dennoch zeigt das feuchte Thermometer alsdann etwas höhere Temperaturen, als der aus älteren Tabellen ermittelten Feuchtigkeit entspricht. Daher empfiehlt Ekholm (56) auf Grund von Versuchen, die am feuchten Thermometer abgelesene Zahl um 0,45° zu vermindern, ehe man sie zur Berechnung der Feuchtigkeit benutzt. Für unsere Tab. 1 gilt diese Vorschrift indessen nicht.

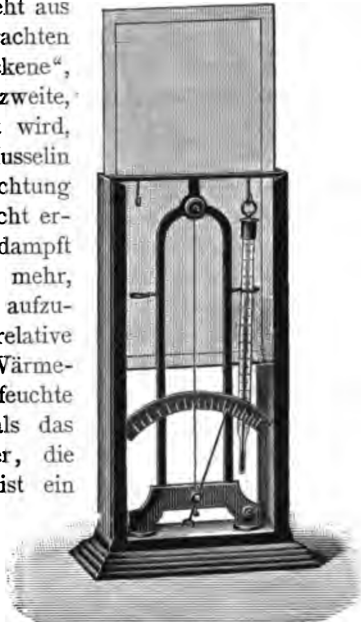


Fig. 8. Haarhygrometer.

Die verbesserte Form, welche Assmann (34) dem Psychrometer durch Hinzufügung der Aspiration gab, ist oben (S. 28) bereits erwähnt und in Fig. 6 (S. 27) abgebildet.



Fig. 9. Daniell'sches Hygrometer.

Ein gleichfalls zur Feuchtigkeitsmessung dienendes Instrument ist das Condensationshygrometer. In einem

mit blanker, metallischer Oberfläche versehenen Gefässe wird Aether durch theilweises Verdampfen so lange abgekühlt, bis das Gefäss aussen mit Wasser beschlägt. Da dies stattfindet, sobald die mit der Gefässfläche in Berührung befindliche Luft auf ihren Thaupunkt abgekühlt ist, kann man diesen an einem im Innern des Gefässes befindlichen Thermometer ablesen, wobei aber natürlich genau derjenige Augenblick abzupassen ist, in welchem der Beschlag auf der blanken Fläche zuerst sichtbar wird. Ein zweites Thermometer ergiebt die Lufttemperatur. Fig. 9 (a. v. S.) zeigt eine ältere Form dieses Instruments, das Daniell'sche Hygrometer. Der Apparat wird in unseren Gegenden selten benutzt.

Ein anderes Verfahren, welches die Luftfeuchtigkeit zu beurtheilen ermöglicht, besteht in der Messung des zu verdunstenden Wassers. Als Verdunstungsmesser (Atmometer) pflegt man ein flaches, mit Wasser gefülltes Gefäss anzuwenden, dessen Gewichtsänderung die von der bekannten Oberfläche verdampfte Wassermenge ergiebt. Dieselbe hängt nicht nur von der Luftfeuchtigkeit ab, sondern ausserdem auch von der Grösse der Wasserfläche, der Temperatur, der Luftbewegung, der Bestrahlung u. s. w., und darum pflegen die verschiedenen Verdunstungsmessungen wenig mit einander vergleichbar zu sein.

Bewölkung.

Wird Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist, ohne Druckänderung abgekühlt oder ohne Temperaturänderung unter höheren Druck gebracht, so gelangt sie in den Zustand der Uebersättigung. Denn, wie im vorigen Capitel (S. 29) gezeigt wurde, entspricht der bei Sättigung verringerten Temperatur ein kleinerer Dampfdruck als der vorhandene, und ebenso entspricht der erhöhte Druck, bei welchem die gleiche Dampfmenge in einen kleineren Raum gepresst ist, einer höheren Temperatur als vorhanden. In beiden Fällen ist also mehr Dampf in der Luft enthalten, als zur Sättigung gehört. Wenn der Aggregatzustand des Wassers sich immer den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen anpassen würde, könnte freilich keine Uebersättigung zu Stande kommen. Die Erfahrung zeigt aber, dass dieser Zustand häufig eintritt, und dass zum Entstehen flüssiger Condensationsproducte das Vorhandensein flüssiger oder fester Ansatzkerne eine nothwendige Vorbedingung ist. Arbeiten von Coulier (57), Aitken (58), Rob. v. Helmholtz (59), Melander (60) u. A. haben gezeigt, dass man Luft mittels langsamen Hindurchsaugens durch Watte reinigen oder auch in verschlossenem Gefässe stehen lassen kann, bis aller Staub zu Boden gefallen ist (was aber viele Tage dauern kann), und dass solche staubfreie Luft mit Wasserdampf gemischt zur Condensation, d. h. zur Nebelbildung völlig unfähig ist. Wenn aber die Luft Staub enthält, so kann man durch aus-

reichende Abkühlung ganz leicht die Condensation einleiten und das Entstehen von Wasserkügelchen (oder Eisnadeln) um die einzelnen Staubkerne hervorrufen.

Eine gewisse Uebersättigung ist aber hierzu nothwendig, wie die Versuche von R. v. Helmholtz (59) zeigten. Nimmt man, wie üblich, an, dass der Druck des Dampfes den Stössen der gegen die Begrenzungsfläche fliegenden Molecüle zuzuschreiben ist, und dass bei einer über Wasser befindlichen gesättigten Dampfmenge in gleicher Zeit gleich viele Molecüle aus dem Wasser heraus und in dasselbe hinein sich bewegen, so kann die Menge der in der Zeiteinheit aus der Flüssigkeit tretenden Theilchen als Maass für den Druck des Dampfes angesehen werden. Je leichter (oder schwerer) dies Austreten geschieht, um so grösser (oder kleiner) muss zur Erhaltung des Gleichgewichtes der Sättigungsdruck des Dampfes sein. Die Kraft aber, mit welcher die Molecüle in der Flüssigkeitsoberfläche zurückgehalten werden, ändert sich nach Sir W. Thomson (61) mit der Gestalt der Oberfläche, denn in einer convexen Fläche ist jedes Theilchen von viel weniger anderen Theilchen umgeben und zurückgehalten als in einer ebenen oder gar concaven Fläche. Es ist also, damit auf einer convexen Fläche sich Dampf condensirt, d. h. damit mehr Dampftheilchen zu dieser Fläche hin als von ihr weg sich bewegen, ein um so grösserer Dampfdruck erforderlich, je stärker die convexe Krümmung, je kleiner der Krümmungsradius ist. Bei einem Krümmungsradius von 0,001 mm würde der Sättigungsdruck etwa um ein Tausendstel seines normalen Werthes vergrössert sein.

Wenn nun in staubfreier feuchter Luft eine Condensation eintritt, so müssen die aus Dampf entstehenden Wassertröpfchen zuerst so winzig klein und darum so ungeheuer stark convex gekrümmt sein, dass eine sehr grosse Uebersättigung des Dampfes zu ihrem Bestehen erforderlich wäre.

Sind dagegen Staubkerne vorhanden, an deren Oberfläche die Condensation beginnen kann, so ist um so weniger Uebersättigung nöthig, je grösser die Ansatzkerne sind, d. h. je kleiner die Krümmung ihrer Oberfläche ist. Aus Messungen über die zur Nebelbildung erforderliche Uebersättigung berechnete R. v. Helmholtz (59) für den Radius der zuerst gebildeten Nebelkugeln den Werth von etwa 0,0002 mm. Damit stehen nicht in Widerspruch die Beobachtungen von Assmann (62), welcher auf dem Brocken die Beschaffenheit der Nebeltröpfchen durch mikroskopische Betrachtung studirte und beim Verdampfen der Tröpfchen keinerlei Rückstand wahrnehmen konnte. Die angewandte Vergrösserung reichte nur aus, um Körperchen von 0,0005 mm Grösse noch zu sehen.

Da nun überall in der Atmosphäre Wolken sich bilden können, müssen wir auf das Vorhandensein von Staub in allen Luftregionen schliessen. Auch ist es begreiflich, dass die Anwesenheit reichlicher Staubmengen eine besonders starke Condensation erzeugt, und dass auf dem Meere die in der Luft schwebenden Salztheilchen, in grossen Städten der Rauch der Feuerstätten viel zur Nebelbildung beitragen.

Die einzelnen Wassertheilchen, aus welchen die Nebel- oder Wolkenmassen zusammengesetzt sind, pflegte man sich früher als kleine, hohle Bläschen vorzustellen. Diese von Halley und seinen Zeitgenossen (Anfang des 18. Jahrhunderts) herrührende, noch von Clausius (63) zur Erklärung optischer Erscheinungen benutzte Auffassung sollte vornehmlich das „Schweben" der Wolken erklären. Indessen bedarf es, wie wir weiter unten sehen werden, einer solchen Erklärung keineswegs, da das Schweben der Wolken nur ein scheinbares ist. Assmann (62) konnte bei Gelegenheit der vorgenannten Beobachtungen auf dem Brocken eine Anzahl von Nebeltröpfchen untersuchen, die auf den Objectträger des Mikroskops fielen und dort allmählich verdampften. Während eine Hohlkugel aus Wasser, etwa eine Seifenblase, beim Auftreffen auf einen ebenen Gegenstand zerplatzend einen benetzten Ring mit trockener Mitte zurücklässt, konnten dort ausnahmslos nur solche Tropfen wahrgenommen werden, welche auf dem Objectträger ruhend eine vom Rande concentrisch nach der Mitte zunehmende Höhe hatten, und deren Volumen einer Kugel von 0,0059 bis 0,0169 mm Durchmesser entsprach. Und in gleichem Sinne spricht die von Kiessling (64) geltend gemachte Erwägung, dass Bläschen bei Vermehrung oder Verminderung des äusseren Luftdruckes an Volumen ab- oder zunehmen müssten, während erfahrungsmässig die Lichterscheinungen in künstlichem Nebel vom Luftdruck nicht abhängig und daher auf das Vorhandensein massiver Wassertröpfchen zurückzuführen seien. Bei genügend tiefer Temperatur der Condensation geht natürlich der Dampf nicht in Wasser, sondern in Eis über.

Man pflegt die Bewölkung als Nebel oder als Wolken zu bezeichnen, je nachdem sie am Boden oder in grösserer Höhe auftritt, und beide Gebilde entstehen auf verschiedene Weise. Der Nebel hat als Ursache stets einen Temperaturunterschied zwischen Boden und unterer Luft. Ist der Boden kälter, so wird die Temperatur der untersten Luftschicht durch Wärmeleitung gleichfalls sinken und kann bis unter den Thaupunkt herabgehen, worauf die Condensation beginnt. Dies findet oft in ruhigen, klaren Nächten statt, indem der Boden durch Ausstrahlung erkaltet und sich mit einer allmählich dicker werdenden Nebelschicht bedeckt. Das sogenannte „Steigen des Nebels" ist dabei nur ein scheinbares, denn die Nebeltröpfchen sind schwerer als Luft und befinden sich vielmehr in langsamem Sinken. Aber die Abkühlung der Luft und die daraus folgende Condensation erstrecken sich immer weiter hinauf, und wenn die zur Condensation führende Kälte rascher emporsteigt als die Nebeltröpfchen herabfallen, so hebt sich in der That die obere Nebelgrenze. Aehnlich kann auch Nebel entstehen, wenn der Wind feuchte und warme Luft über kälteren Boden hinführt.

Ist dagegen die Luft kälter, so kann dies über der Oberfläche wärmerer Gewässer oder wasserreichen Bodens zur Nebelbildung führen. Die Verdampfung an der Wasserfläche entspricht der Wassertemperatur und sendet also mehr Dämpfe herauf, als die kältere Luft aufnehmen

kann. Demnach wird ein Theil des Dampfes in der Luft wieder zu Nebel condensirt. Hierbei kann ein wirkliches Steigen des Nebels stattfinden, wenn die dem Wasser benachbarte unterste Luftschicht erwärmt wird und über die kältere und schwerere Luft emporsteigt, wobei durch Vermischen beider neue Condensation erfolgt. Der Vorgang ist ganz ähnlich wie das „Dampfen" eines mit warmem Wasser gefüllten und in kühlem Zimmer stehenden Gefässes.

Der tägliche Gang der Nebelhäufigkeit ist noch wenig untersucht. Die grösste Häufigkeit scheint auf die Nacht, die geringste auf Nachmittag und Abend zu fallen. Der jährliche Gang zeigt meistens ein Maximum im Winter oder Spätherbst, Minimum im Sommer. Doch wird durch besondere Windverhältnisse an manchen Orten auch eine andere Vertheilung herbeigeführt, so hat z. B. die norwegische Küste die grösste Nebelhäufigkeit im Sommer, die geringste im Winter.

Entsteht die Condensation höher als in den untersten Luftschichten, so bezeichnet man die entstehenden Gebilde als Wolken. Ihr Ursprung kann allenfalls durch Vermischung verschiedener Luftmassen gegeben sein, welche verschiedene Temperatur haben und mit Dampf nahezu gesättigt sind, indessen ist die hierbei zur Condensation kommende Wassermenge überaus gering. So berechnet v. Bezold (65), dass durch Vermischen zweier bei 700 mm Quecksilberdruck gesättigter Luftmassen von 0° und von 20° höchstens 0,75 g Wasser für jedes Kilogramm der Mischung entstehen kann, wobei die Endtemperatur des Gemisches 11° betragen würde. Aus gesättigter Luft von 20° kann man die gleiche Wassermenge zur Ausscheidung bringen, wenn man die Luft ohne Druckänderung auf 19,2° abkühlt, oder wenn man sie durch Druckverminderung bis auf 18,4° dynamisch abkühlt, was einem Emporsteigen um etwa 310 m entspräche. Die für die zu mischenden Luftmassen angenommene Temperaturdifferenz von 20° dürfte aber in Wirklichkeit bei benachbarten Luftströmen verschiedener Richtung kaum jemals zutreffen, ebenso wenig die Voraussetzung, dass beide völlig gesättigt sind. Ausserdem geschieht die Mischung nur in einer wenig mächtigen Grenzschicht, und es werden darum die durch Luftmischung entstehenden Wolken nicht eben häufig vorkommen.

Vielmehr ist es der aufsteigende Luftstrom, den man als gewöhnliche Veranlassung der Wolkenbildung ansehen muss. Wenn an einer Stelle der Druck am Boden geringer geworden ist als in der Umgebung (z. B. durch Erwärmung), so stellt das gestörte Gleichgewicht sich durch Bewegung wieder her, welche über der Stelle des geringsten Druckes emporführt und die aufgestiegene Luft durch am Boden heranströmende andere Luftmassen ersetzt, während in der Höhe ein Abfliessen vom oberen Ende des aufsteigenden Stromes nach aussen stattfindet. Wie hierbei die emporgestiegene Luft unter geringeren Druck kommt, sich beim Ausdehnen dynamisch abkühlt und zur Condensation gelangen kann, ist bereits oben (S. 21, 22, 36) geschildert worden. Die

Zustände, welche nach einander in solcher Luft eintreten, hat H. Hertz (66) als Trocken-, Regen-, Hagel- und Schneestadium bezeichnet. Dieselben werden von Mohn (67) an dem folgenden Beispiel erläutert. Eine Luftmasse habe am Boden bei 760 mm Quecksilberdruck die Temperatur 20⁰, der Dampfdruck sei gleich 15,0 mm. Da bei 20⁰ zur Sättigung ein Dampfdruck von 17,4 mm gehört, beträgt die relative Feuchtigkeit 1500/17,4 = 86 Proc. Wenn diese Luft emporsteigt, so erkaltet sie zunächst auf je 100 m Erhebung um 0,99⁰, bis der Thaupunkt erreicht ist. Dieser Theil des Vorganges, das Aufsteigen ohne Condensation, heisst Trockenstadium, ihm folgt die als Regenstadium bezeichnete Fortsetzung vom Beginn der Condensation bis zum Erreichen der Temperatur 0⁰. Mit Rücksicht darauf, dass unter vermindertem Druck der Wasserdampf einen grösseren Raum ausfüllen muss und die absolute Feuchtigkeit also einen geringeren Werth hat, liegt der Thaupunkt etwas tiefer, als dem anfänglichen Dampfdruck entspräche, nämlich bei 17,0⁰. Dieser sammt dem zugehörigen Sättigungsdruck von 14,4 mm wird, entsprechend dem Temperaturgefälle von 0,99⁰, in 306 m Höhe (733,3 mm Druck) erreicht, und von hier ab beginnt nun das Regenstadium, die Luft steigt gesättigt weiter empor unter beständiger Condensation des über die Sättigung hinaus vorhandenen Dampfes. In der Höhe von 3684 m ist die Temperatur auf 0⁰, der Druck auf 486,0 mm und der Dampfdruck auf 4,6 mm gesunken, das Temperaturgefälle in diesem Regenstadium beträgt wegen der frei werdenden Condensationswärme nur etwa 0,5⁰ auf 100 m. Die im Kilogramm Luft enthaltene Dampfmenge beläuft sich jetzt nur noch auf 6,0 g gegen 12,5 g am Boden; 6,5 g Dampf sind aus jedem Kilogramm Luft als Wasser ausgeschieden, und dies Wasser bleibt entweder als Wolke im aufsteigenden Strome schweben, oder es fällt herab und gelangt, soweit es nicht im Sinken verdampft, als Regen zu Boden. Wenn die Wassermasse als schwebende Wolke der aufsteigenden Bewegung der Luft folgt, so beginnt jetzt das Hagelstadium, in welchem die Luft, gemischt mit Wasser und Eis, die Temperatur von 0⁰ unverändert beibehält. Denn der nunmehr stattfindende Wärmeverbrauch der sich ausdehnenden Luft wird durch die frei werdende Erstarrungswärme des gefrierenden Wassers so lange ausgeglichen, bis alles schwebende Wasser sich in Eis verwandelt hat. Da ein Kilogramm Eis bei 0⁰ zum Schmelzen 80 Calorien braucht (Definition S. 9) und beim Gefrieren eines Kilogramm Wasser ebenso viel Wärme frei wird, so kann man berechnen, dass das Hagelstadium in unserem Beispiele bis zur Höhe von 3860 m reicht, während die Temperatur auf 0⁰, der Dampfdruck auf 4,6 mm verbleibt und der Luftdruck auf 475,4 mm sinkt. In diesem Stadium wird kein Dampf condensirt, vielmehr kommt, weil ohne Abkühlung der Luftdruck kleiner wird, ein gewisser Theil des Wassers wieder zur Verdampfung. Wenn aber die im Regenstadium entstandenen Tropfen nicht mit der Luft emporsteigen, sondern herabfallen, so fällt das ganze Hagelstadium weg, und es beginnt sogleich das Schnee-

stadium, in welchem die Luft unter weiterer Abkühlung emporsteigt, während die jetzt ausgeschiedenen Wasserdämpfe unmittelbar in feste Form übergehen und eine aus Eisnadeln bestehende Wolke bilden. Hierbei würde die Temperatur von — 20° in 7117 m Höhe erreicht werden, so dass das Temperaturgefälle in diesem Stadium 0,61° auf 100 m beträgt. Zugleich sinkt der Luftdruck auf 311,6 mm, der Dampfdruck auf 0,9 mm, und ein Kilogramm Luft enthält nur noch 1,9 g Dampf, nachdem 4,1 g Eis ausgeschieden wurden.

Wie sich in herabsteigender Luft die entsprechenden Vorgänge gestalten, ist nach dem Früheren ohne Weiteres ersichtlich. Eine abwärts bewegte Luftmasse erwärmt sich dynamisch auf je 100 m um 0,99°. Ist ihr Wasser oder Eis beigemengt, so wird die Compressionswärme zur Verdampfung verbraucht. Ein absteigender Luftstrom kann also wohl vorhandene Wolken durch Verdampfung zum Verschwinden bringen, niemals aber selbst zur Wolkenbildung führen.

Die vorstehend geschilderte Entstehungsweise der Wolken lässt uns erkennen, dass dieselben keineswegs als unveränderliche Gebilde von gleichbleibenden Bestandtheilen anzusehen sind. Wo durch Bewegung die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse sich ändern, finden sogleich die entsprechenden Aenderungen des Aggregatzustandes statt, während unseren Augen nur das Wasser oder Eis der Wolke, nicht aber der Dampf sichtbar ist. Es kann also die Bewegung und Entwickelung der Wolken mit dem Auge nur unvollkommen verfolgt werden. Insbesondere beruht das scheinbare Schweben der Wolken auf Täuschung. In Wirklichkeit sind die Wassertröpfchen oder Eisnadeln der Wolken schwerer als die Luft und sinken herab. Diese Bewegung ist langsam, theils wegen des grossen Luftwiderstandes, den so kleine Körperchen finden, theils auch wegen der hebenden Kraft des aufsteigenden Stromes, in dem die Wolke „schwebt". Sobald aber ein flüssiges oder festes Theilchen die untere Wolkengrenze erreicht hat, kommt es in ungesättigte Luft, verdampft und hört auf sichtbar zu sein. Weht der Wind gegen einen Berg, so wird die Luft an der Windseite emporgeführt, um an der Leeseite herabzusteigen. Auf der Windseite bildet sich über derjenigen Höhe, in welcher die Condensation des aufsteigenden Stromes beginnt, eine Wolke, die etwa bis zu gleicher Höhe auf der Leeseite auch den absteigenden Strom erfüllt. Die Höhe der unteren Wolkengrenze hängt von Temperatur und Dampfgehalt der aufsteigenden Luft ab, und der Beobachter sieht bei genügendem Dampfgehalt eine scheinbar ruhende Wolkenkappe den Berggipfel umgeben, wie sie z. B. der Brocken oft genug zeigt. In Wirklichkeit sind die Wassertheilchen der Wolken aber natürlich keineswegs in Ruhe, sondern sie folgen der Windbewegung und sinken ausserdem durch eigene Schwere herab. Bei Luftfahrten hat man oftmals bemerkt, dass der Ballon vom Wind in eine Wolke hinein oder aus einer solchen heraus in horizontaler Richtung bewegt wurde. Wäre die Wolke ein unveränderlicher Körper, wie der Ballon,

so müssten beide durch den gleichen Wind auch gleiche Bewegung erhalten und könnten einander nicht wesentlich näher kommen oder sich von einander entfernen, solange der Ballon nur durch Wind und nicht durch Ballastwerfen oder Ventilziehen bewegt wird. Da aber in der That die Wolken sich oftmals ganz anders zu bewegen scheinen als der Ballon, sehen wir auch hier, dass die Wolke nur der jeweilig sichtbare Theil einer in Bewegung und beständiger Aenderung befindlichen Masse ist. Das in der Luft vorhandene Wasser passt seinen Aggregatzustand den wechselnden Verhältnissen von Bewegung, Druck, Temperatur und Dampfgehalt an, und derjenige Raum, in welchem dies Wasser gerade flüssig oder fest ist, wird von uns als Wolke gesehen und bezeichnet.

Die verschiedenen Wolkenformen lassen die Entstehungsweise erkennen. Im oberen Theile eines aufsteigenden Luftstromes befindet sich gewöhnlich eine Wolke, deren untere Grenze die Höhe des beginnenden Regenstadiums bezeichnet. Darum pflegen solche Wolken unten eine nahezu ebene Begrenzung zu haben. Nach oben hin lässt entweder die kugelförmig gerundete Gestalt der Wolke erkennen, dass und wie weit der aufsteigende Strom nahezu gerade emporführt, oder die Wolke ist streifenförmig auseinandergezogen und zeigt durch ihre geschichtete Lagerung, dass sie in verschieden gerichtete (resp. verschieden rasch fliessende) horizontale Luftströmungen eingedrungen ist. Im ersteren Falle wird sie als Haufen- oder Cumuluswolke bezeichnet, im letzteren als Schicht- oder Stratuswolke. Gelangt die Wolke in grössere Höhen und wird von den aufgestiegenen und hier abströmenden Luftmassen erfasst und mitgeführt, so erscheint sie in Form zarter Fäden oder Schleier auseinandergezogen und heisst dann Feder- oder Cirruswolke. Diese Form befindet sich in Höhen, deren Temperatur unter 0° liegt, die Cirruswolken bestehen darum aus Eisnadeln und geben durch Lichtbrechung die Veranlassung zu Sonnen- und Mondhöfen. Luke Howard (68), welcher bereits 1802 diese Grundformen beschrieb und benannte, fügt dazu noch die Regen- oder Nimbuswolke (die er zuerst auch Cumulocirrostratus nannte) und die Zwischenformen Cirrocumulus, Cirrostratus und Cumulostratus. Goethe (69) schlug zur Ergänzung vor, mit Paries oder Wand eine am Horizont gelegene dichte Wolkenbank zu bezeichnen. Man hat später vielfach die Benennung der Wolkenformen erweitert und einheitlich zu gestalten gesucht, insbesondere waren Cl. Ley, H. H. Hildebrandsson, R. Abercromby, W. Köppen, G. Neumayer, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort u. A. in diesem Sinne thätig, und als ein wesentliches Ergebniss dieser Bestrebungen kann der auf Veranlassung des Internationalen Meteorologischen Comités (Sitzungen 1891 in München und August 1894 in Upsala) von Hildebrandsson, Riggenbach und Teisserenc de Bort (70) 1896 herausgegebene Internationale Wolkenatlas angesehen werden. Um nämlich durch Zusammenwirken der meteorologischen Beobachter und Anstalten aller Länder die Formen und Bewegungen

der Wolken studiren zu können und vergleichbares Beobachtungsmaterial zu erlangen, hielt man es für nothwendig, dass bei allen Beobachtungen die nämlichen Bezeichnungen und Methoden gebraucht würden, und schuf ein System der Wolkenformen, welches durch Zeichnung und Beschreibung in dem genannten Atlas dargestellt ist und ein einheitliches Verfahren des Wolkenstudiums allgemein herbeiführen soll. Die folgenden Einzelheiten sowie die Abbildungen unserer Wolkentafeln (Taf. IV bis XII) sind jenem Werke entnommen.

a) Durchbrochene oder kugelförmige Wolkenbildungen (vorwiegend bei trockenem Wetter).
b) Ausgebreitete oder schleierförmige Bildungen (Wetter regnerisch).

A. Obere Wolken in mittlerer Höhe von 9000 m.

a) 1. Cirrus (Ci.). Vereinzelte zarte Wolken von faserigem Gewebe, in Form von Federn, im Allgemeinen weiss, oft angeordnet in Banden, die einen Theil des Himmels in Bogen grösster Kreise durchsetzen und im perspectivischen Bilde gegen einen oder auch zwei gegenüberliegende Punkte des Horizonts convergiren.

b) 2. Cirrostratus (Ci.-S.). Feiner weisslicher Schleier, bald gleichförmig, bald mit mehr oder minder deutlicher Structur eines Filzes von Fäden; giebt häufig Anlass zu Halos (Ringen) um Sonne und Mond.

B. Mittelhohe Wolken, zwischen 3000 und 7000 m.

a) 3. Cirrocumulus (Ci.-Cu.), Schäfchenwolken. Kleine, zusammengeballte oder flockenförmige Massen, schattenlos oder mit sehr schwachen Schatten, angeordnet in Gruppen und oft in Reihen.

a) 4. Altocumulus (A.-Cu.). Dickere Ballen, weiss oder blassgrau, mit schattigen Bestandtheilen, in Gruppen oder in Reihen geordnet und oft so zusammengedrängt, dass ihre Ränder sich berühren. Die einzelnen Ballen sind meist in der Mitte der Gruppe dicker und massiger, am Rande bilden sie feinere Flocken. Oft erscheinen sie nach einer oder zwei Richtungen reihenförmig geordnet.

b) 5. Altostratus (A.-S.). Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, der in der Nähe der Sonne oder des Mondes stärker leuchtet und, ohne Halos zu verursachen, die Bildung von Höfen bewirken kann; zeigt in der Form alle Uebergänge zu Cirrostratus, schwebt aber nach Messungen von Upsala nur halb so hoch.

C. Untere Wolken, unterhalb 2000 m.

a) 6. Stratocumulus (S.-Cu.). Dicke Ballen oder dunkle Wolkenwülste, die häufig den ganzen Himmel bedecken, namentlich im Winter, und ihm zuweilen ein wogenförmiges Ansehen geben; von geringer Mächtigkeit, so dass häufig das Himmelsblau durchbricht. Es finden

sich alle möglichen Uebergänge von dieser Form zu Altocumulus. Sie unterscheiden sich von Nimbus durch ihr hallen- oder walzenförmiges Aussehen und auch darin, dass sie keinen Regen herbeizuführen pflegen.

b) 7. Nimbus (N.), Regenwolke. Eine dichte Schicht dunkler, formloser Wolken mit zerfetzten Rändern, aus der im Allgemeinen andauernd Regen oder Schnee fällt. Darüber und durch die Lücken sichtbar befindet sich fast immer eine Schicht Cirrostratus oder Altostratus. Zerreisst die Nimbusschicht in kleine Fetzen oder eilen unter dem breit ausgedehnten Nimbus sehr niedrig lose, kleine Wolken dahin, so heissen diese Fractonimbus („Scud“ der Seeleute).

D. Wolken aus den untertags aufsteigenden Strömen.

a) 8. Cumulus (Cu.), Haufenwolke, Gipfel 1800 m, Grundfläche 1400 m. Dicke Wolken, deren Gipfel die Form einer Kuppel hat und mit Ansätzen umsäumt ist, während die Grundfläche wagerecht ist; sie scheinen am Tage durch aufsteigende Bewegung zu entstehen, die sich sehr regelmässig beobachten lässt. Der Sonne gegenüber leuchten die Flächen, welche sich dem Beobachter senkrecht darbieten, heller als der Rand. Bei seitlicher Belichtung sind diese Wolken von tiefen Schatten durchzogen, vor der Sonne erscheinen sie dunkel mit heller Umrahmung. Der eigentliche Cumulus ist oben und unten scharf begrenzt. Häufig ist er durch heftige Winde zerrissen, und die einzelnen Theile bieten dann ununterbrochen Veränderungen dar: Fractocumulus.

b) 9. Cumulonimbus (Cu.-N.), Gewitterwolken. Gipfel 3000 bis 8000 m, Grundfläche 1400 m. Gewaltige Wolkenmassen, die sich in Form von Bergen, Thürmen oder Ambossen erheben, im Allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schirm aus faserigem Gewebe (falscher Cirrus) und unten von nimbusartigen Wolkenmassen. Aus der unteren Schicht gehen gewöhnlich locale Regen- oder Schneeschauer nieder (zuweilen auch Hagel- oder Graupelschauer). Die oberen Ränder haben bald compacte Cumulusform und bilden mächtige Köpfe, um welche zarte falsche Cirren ziehen, bald fasern die Ränder selbst in cirrusartigen Fäden aus, letzteres namentlich bei „Frühjahrsschauern“. Die Front weit ausgedehnter Gewitterwolken bildet zuweilen einen grossen Bogen über einem Theile des gleichmässig helleren Himmels.

E. Gehobene Nebel. Unter 1000 m.

10. Stratus (S.). Gehobener Nebel in wagerechter Schichtung. Ist derselbe durch Wind oder Berggipfel in unregelmässige Fetzen zerrissen, so kann man diese als Fractostratus bezeichnen.

Die Höhenangaben sind natürlich nur als Durchschnittswerthe anzusehen; für sämmtliche Wolkenformen findet man in der warmen Jahreszeit merklich grössere Höhen als in der kalten [Vettin (71)], weil mit steigender Temperatur die Condensation der aufsteigenden Luft höher hinauf verlegt wird.

Den international vereinbarten Bezeichnungen seien noch einige weitere Einzelheiten über das Auftreten der Wolkenformen hinzugefügt. Cl. Ley (72) macht darauf aufmerksam, dass die Schichtwolken hauptsächlich Nachts und im Winter, die Haufenwolken häufiger am Tage und im Sommer auftreten, ferner erstere mehr über dem Meere, letztere über dem Lande. Inseln geben in der warmen Jahreszeit, wo das Meer kühler als das Land ist, Anlass zur Bildung aufsteigender Luftströmung und pflegen deshalb über sich eine Haufenwolke zu haben. Sogar die Lage eines mit seichtem Wasser bedeckten Riffes im Meere soll durch einzelne darüber stehende Haufenwolken bezeichnet werden.

Wie gross der Einfluss des Bodens auf die Wolkenbildung sein kann, ergiebt eine von Erk (73) mitgetheilte Beobachtung. Gelegentlich zweier Ballonfahrten am 31. October und 14. November 1896 schwebten die Luftfahrer über einer niedrigen und weit ausgespannten Wolkendecke und konnten deren obere Grenzfläche betrachten. Dabei sah man die unten befindlichen Flussläufe mit allen ihren Krümmungen als leichte Thäler in der oberen Wolkenfläche deutlich abgezeichnet. Bei späteren Fahrten im Winter wurde das Gleiche noch mehrmals gesehen, während die nämliche Beobachtung in der warmen Jahreszeit nicht sichergestellt ist. Die Wolkendecke lag dabei nicht am Boden, und es reichte die Wirkung des Flusslaufes mindestens bis zur Höhe von 600 bis 700 m hinauf. Den Temperaturunterschied zwischen Fluss und Ufer hält Herr Erk nicht für ausreichend zur Erklärung des Vorganges, sondern schreibt denselben der Bewegung des Flusswassers zu, welche bei der herrschenden Windstille ihre Wirkung in Form von Wirbelfäden bis zu jener Höhe erstreckt habe.

Bemerkenswerth ist ferner das häufige Auftreten von Wogenwolken. H. von Helmholtz (74) hat nachgewiesen, dass namentlich in den tieferen Schichten der Atmosphäre Zustände eintreten können, bei denen Luftmassen von verschiedener Temperatur und Bewegung unmittelbar über einander liegen können. Die Grenzfläche ist meistens gegen den Aequator hin nach abwärts geneigt, kann aber auch anders gerichtet sein, und indem die untere Schicht durch geringeren Wärmegehalt oder geringere Umlaufsgeschwindigkeit (oder beides) eine grössere Schwere hat, entstehen in der Grenzfläche, ebenso wie auf einer freien Wasserfläche, regelmässig fortschreitende Wogen. Sehen kann man dieselben nur dann, wenn die Luft der unteren Schicht Wasserdampf genug enthält, um beim Emporsteigen in den Wellenbergen Nebel zu bilden, und es erscheinen in solchem Falle streifige, parallele Wolkenzüge, welche senkrecht zu ihrer Längsrichtung fortschreiten, entsprechend den Wellenrücken und aufgeschwellt durch die Steigkraft der bei der Condensation frei gewordenen latenten Wärme. Nicht nur kleine Wellen dieser Art können sich bilden, sondern auch solche von mehreren Kilometern Wellenlänge (d. h. Abstand zwischen den Rücken), die, wenn sie in Höhe von einem oder mehreren Kilometern über dem Erdboden hin-

ziehen, die unteren Luftschichten stark in Bewegung setzen und böiges Wetter erzeugen. Windstösse, oft von Regen begleitet, kehren dann nach ziemlich gleichen Zwischenzeiten und in ziemlich gleichem Verlaufe mehrmals des Tages an demselben Orte wieder. Wie die Wasserwellen beim Anlaufen gegen ein seichtes Ufer branden, so haben diese atmosphärischen Wellen ein Ufer am Erdboden, wo die Schichten seicht auslaufen. Auch in den Wellenköpfen kann ein Branden durch allmähliche Steigerung des Windes entstehen. Herrscht in der unteren Luftschicht Windstille, so wird unter den Wellenbergen eine Bewegung im Sinne des Fortschreitens der Wellen, unter den Thälern in entgegengesetzter Richtung stattfinden, und so weit als dieser Windwechsel nach unten hin bemerkbar ist, kann man gleichzeitige Schwankungen des Luftdruckes erwarten. Wirken mehrere Wellensysteme in der gleichen Fläche, so findet gegenseitiges Durchsetzen statt, entsprechend den bekannten Erscheinungen der Wasserwellen. Dies zeigt z. B. Taf. VIII.

Ein einfaches Verfahren zur verkleinerten Nachbildung von Wogenwolken empfiehlt Geitel (75). Am Boden einer passenden Holzkiste werden drei kleine Gefässe aufgestellt, welche rauchende Salzsäure, concentrirte Ammoniakflüssigkeit und irgend eine Säure enthalten, in welch letztere etwas Natriumbicarbonat gethan wird. Wenn die zugleich mit dem Salmiaknebel entstehende Kohlensäure die Kiste bis zum Rande erfüllt, bläst man über die Oberfläche aus einer etwas nach oben gerichteten Röhre von 3 bis 4 mm Oeffnung einen leichten, gleichmässigen Luftstrom, worauf die Wellenerscheinung sichtbar wird.

Die Beziehungen der Bewölkung zum Luftdruck sollen weiter unten erörtert werden. Hier sei indessen noch erwähnt, dass die Beobachtung des Wolkenzuges von besonderer Wichtigkeit für unsere Kenntniss der Luftbewegung ist, weil nur hierdurch die Ortsveränderung der oberen Luftmassen erkannt werden kann. Oftmals, namentlich bei kräftig entwickelten und nicht zu hoch schwebenden Haufenwolken, genügt schon die Betrachtung der Wolkenform, um die Windrichtung zu erkennen. Da nämlich der Wind am Boden durch Reibung an voller Kraftentfaltung gehindert wird, so pflegt die Windgeschwindigkeit nach oben hin zu wachsen, und wenn eine Wolke der erwähnten Art mit dem Winde fortschreitet, so hat ihr Obertheil eine grössere Geschwindigkeit und ragt über den Wolkenfuss in der Windrichtung hinaus. Anderenfalls kann man die Bewegungsrichtung der Wolken erkennen, indem man über irgend einen unbeweglichen Gegenstand (Baum, Dach) hin nach der Wolke blickt und den Kopf dabei durch Anlehnen gegen eigene Bewegung schützt, oder indem man über zwei feste Punkte (Bläschen in den Scheiben eines Doppelfensters) in unveränderlicher Richtung nach der Wolke visirt. Zur Erleichterung dient dabei auch ein Wolkenspiegel, wie er am Schluss dieses Capitels beschrieben ist.

Um aber die in der beobachteten Wolkenregion herrschende Luftbewegung vollständig zu kennen, muss man ausser der Zugrichtung auch

die Geschwindigkeit und die Höhe der Wolke messen. Man bestimmt zunächst die scheinbare Geschwindigkeit durch Messen der Zeit, in welcher das auf der matten Scheibe einer Camera obscura aufgefangene Bild der Wolke einen gewissen Weg auf dieser Scheibe zurücklegt [Vettin (76)], oder in welcher die Wolke selbst den Durchmesser eines über dem Beobachter angebrachten horizontalen Drahtkreises zu durchlaufen scheint [Ekholm (77)], und berechnet daraus die wirkliche Geschwindigkeit mit Hülfe der ausserdem ermittelten Höhe. Diese kann ein einzelner Beobachter bei niedrigen Wolken aus der gleichzeitig gemessenen Geschwindigkeit des auf dem Boden dahingleitenden Wolkenschattens herleiten. Vettin (76) hatte für solche Bestimmungen die von seinem Fenster aus sichtbare Fläche derartig ausgemessen, dass er die Geschwindigkeit der darüber hinziehenden Wolkenschatten unter gleichzeitiger Beobachtung der Uhr messend verfolgen konnte. Für höhere Wolken, namentlich Federwolken, benutzte er zur Höhenberechnung die Zeit, in welcher die Wolke zuerst vor Sonnenaufgang oder zuletzt nach Sonnenuntergang noch beschienen war. Wo zwei Beobachter für die Höhenmessung verfügbar sind, bedient man sich der trigonometrischen Bestimmung aus zwei in bekannter Entfernung von einander liegenden Punkten oder auch der gleichzeitigen photographischen Aufnahme an zwei solchen Punkten unter genauer Feststellung der Richtungen, in welchen die zu untersuchende Wolke von beiden Stellen aus erscheint.

Einen ungefähren Anhalt für die Höhenregion einer Wolke bietet die Helligkeit derselben. Denn da nach oben hin die Dichte der Luft und mehr noch diejenige des Wasserdampfes abnimmt, so wird auch die Dichte der Wolkengebilde in der Höhe geringer werden, und da die minder dichte Wolke mehr Licht hindurchlässt, muss in der Regel die höhere Wolke heller erscheinen.

Im Anschluss hieran seien noch einige optische Erscheinungen die in der Atmosphäre auftreten, erwähnt. Das sogenannte Wasserziehen der Sonne, auch Dämmerungsstrahlen genannt, besteht aus strahlenförmigen, von der Sonne ausgehenden Streifen wechselnder Helligkeit und kann als Schattenwirkung einzelner Wolkenmassen, zwischen denen hellere Sonnenstrahlen hindurchdringen, angesehen werden. Dabei müssen wir uns die einzelnen Streifen als thatsächlich parallel denken; sie scheinen gegen die Sonne hin, von welcher sie in der That herkommen, einander näher zu rücken, ebenso wie aus Gründen der Perspective etwa die Baumreihen einer Landstrasse scheinbar in der Ferne convergiren.

Wie die Sonnenstrahlen sich in der Atmosphäre verhalten, wurde bereits oben (S. 9) erwähnt. Die blaue Himmelsfarbe konnten wir darauf zurückführen, dass vorzugsweise die blauen Lichtstrahlen in der Luft zerstreut und zurückgeworfen, die rothen hindurchgelassen werden. Dies verschiedene Verhalten der verschiedenfarbigen Sonnenstrahlen wird im Einzelnen noch vielfach durch die der Atmosphäre beigemengten

Substanzen beeinflusst, und es entsteht daraus die reiche Mannigfaltigkeit der Färbungen, welche man zusammen als Dämmerung bezeichnet. Nach v. Bezold (78) pflegt in unseren Gegenden die normale Dämmerung besonders deutlich während der Monate October und November zu verlaufen und folgende Einzelheiten zu zeigen. Sobald an einem wolkenfreien Abend die Sonne sich dem Horizont nähert, nimmt der unterste Theil des Himmels im Westen eine sehr transparente weisse, mit der Zeit in gelb übergehende Färbung an, im Norden und Süden zeigt sich ein trüberer, erst schwach und dann stärker ockergelber Ton, während der Osten aus schmutzig ockergelber in trüb purpurne Farbe übergeht, die oben in das Blau des Himmels verläuft und von unten her durch den gewöhnlich als dunkles Segment bezeichneten Erdschatten allmählich verdeckt wird. Dies dunkle Segment erhebt sich aschfarbig am Osthimmel, sobald die Sonne unter den Horizont herabgesunken ist, und schiebt sich über den purpurnen Theil des Himmels, so dass dieser einen immer schmaler werdenden Gürtel, den ersten östlichen Dämmerungsbogen oder die „erste Gegendämmerung" bildet. Ist dieser Gürtel überdeckt, so pflegt die obere Grenze des dunklen Segments nicht mehr erkennbar zu sein. Inzwischen ist am westlichen Himmel der weissliche Schein hoch hinaufgestiegen und in einen um 8 bis 12° über den Horizont reichenden gelben, unten roth bis braunroth gefärbten Streifen übergegangen, welcher über der Sonne eine breite, helle und sehr transparente Stelle zeigt. Ist die Sonne untergegangen, so wird das Gelb intensiver und geht oft in orange über, während jene helle Stelle breiter wird und in eine helle Zone, den Dämmerungsschein übergeht. Die ganze gelbe Wand nennt v. Bezold (78) nach ihrer Form das erste helle Segment und so dessen Grenze den ersten westlichen Dämmerungsbogen. Ueber diesen Erscheinungen des Westhimmels in etwa 25° Höhe über dem Horizont entsteht zugleich ein runder, purpurner (auch als rosenfarbig bezeichneter) Fleck, der rasch wächst und seinen unteren Rand hinter das gelbe Segment zu schieben scheint, das erste Purpurlicht. Es erscheint, während die purpurnen Töne des Osthimmels verschwinden, und wächst rasch an Helligkeit, bis die Sonne etwa 4° unter dem Horizont steht. Gebäude, die eine Wand gegen Westen kehren und vorher schon ganz fahl erschienen, werden nun von Neuem beleuchtet und erscheinen in rosafarbenem oder hellfleischrothem Ton. Auch das Alpenglühen an schneebedeckten Bergen (oder auch an weissen Kalksteinfelsen) ist diesem ersten Purpurlicht zuzuschreiben, welches selbst da, wo man den Westhimmel gar nicht sieht, durch die nochmals wachsende Helligkeit wahrgenommen werden kann. Zu beiden Seiten des Purpurlichtes sieht man über dem hellen Segment zwei hellblaugrüne Stellen, welche auch nach Verschwinden des Purpurlichtes noch deutlich sind. Dieses nämlich sinkt allmählich unter gleichzeitiger Verbreiterung hinter das helle Segment hinab und bildet zuletzt an dessen oberer Grenze (dem ersten west-

lichen Dämmerungsbogen) einen schmalen, trüben Streifen. Bei nahezu 6° Sonnentiefe verschwindet auch dieser, und zugleich zeigt sich die auffallend rasche Abnahme der allgemeinen Tageshelle, mit deren Eintritt man die bürgerliche Dämmerung als beendet ansieht. Der obere Rand des hellen Segments steht jetzt etwa 8 bis 12° höher als die bereits untergegangene Sonne.

Ungefähr um diese Zeit sieht man zuweilen an dem wieder etwas heller gewordenen Osthimmel ein zweites dunkles Segment aufsteigen und allmählich verschwinden, während am westlichen Theile eine Wiederholung der dort schon einmal beobachteten Erscheinungen beginnt. Während der erste Dämmerungsbogen abwärts steigt, wird in nahezu derselben Höhe, die jener vorher einnahm, eine trüb-grünlichgelbe Schicht sichtbar, aus welcher sich oben eine hellere Zone, der zweite Dämmerungsschein oder der zweite westliche Dämmerungsbogen, die Grenze des zweiten hellen Segments abhebt. Ueber diesem entwickelt sich unter günstigen Umständen ein zweites Purpurlicht, vielleicht etwas weniger hoch als das erste und mit etwas mehr gelbrother Farbe, aber ganz ähnlich verlaufend. Alle diese Erscheinungen treten in umgekehrter Folge bei Sonnenaufgang ein.

Eine Reihe deutlicher Aenderungen an diesen Vorgängen beobachtete man 1883 und in den folgenden Jahren (bis 1886), und es scheint, dass die Ursachen in den vulkanischen Ausbrüchen zu suchen ist, welche vom 20. Mai 1883 ab auf der in der Sundastrasse zwischen Java und Sumatra liegenden Insel Krakatau stattfanden und mit dem Einsturz der Insel am 27. August endeten. Hierbei wurden ungeheure Mengen von Lava, Bimsstein u. A. ausgeworfen und vermischt mit Gasen und Dämpfen in Höhen hinaufgeführt, die wahrscheinlich bis zu 30 000 m betrugen. Die kleinsten Stäubchen dieser Massen hielten sich lange in der Luft und wurden von den in der Höhe fliessenden atmosphärischen Strömungen weit fortgeführt. Die räumliche und zeitliche Vertheilung der sogleich anzugebenden optisch-atmosphärischen Erscheinungen sowie die Möglichkeit, Aehnliches experimentell durch künstliche Staub- und Nebelmassen hervorzurufen, machen es wahrscheinlich, dass in der That die vulkanischen Staubmassen von Krakatau es waren, denen man die folgenden, an vielen Orten gemachten Wahrnehmungen zuzuschreiben hat. Es traten zunächst gewisse Aenderungen der Dämmerung auf, welche v. Bezold (79) folgendermaassen darstellte. Die bei sehr tiefem Sonnenstande in der Nähe der Sonne gewöhnlich sichtbare Steigerung der Helligkeit erschien sehr verstärkt; unmittelbar vor Sonnenaufgang oder gleich nach Sonnenuntergang zeigte der Himmel eine gelbe Farbe und dabei so diffuse Beleuchtung, dass die Begrenzung des dunklen Segments nicht deutlich erkennbar war; das erste Purpurlicht war räumlich viel weiter ausgedehnt, dabei aber schlechter begrenzt, und namentlich das zweite Purpurlicht war sehr viel ausgedehnter, heller und stärker gefärbt als sonst. Zu diesen ungewöhnlichen Dämmerungs-

erscheinungen gesellte sich ferner: der Dunstnebel, eine hohe, cirrusähnliche Schicht, die in äquatorialen Gegenden dichter, in aussertropischen Gegenden nur bei günstiger Beleuchtung sichtbar auftrat; der Bishop'sche Ring, eine von S. Bishop in Honolulu am 5. September 1883 und später an vielen Orten (in Europa bis Juli 1886) beobachtete bläuliche oder weissliche Kreisfläche von etwa 30 bis 50° Durchmesser mit röthlichbraunem Rande, in deren Mitte die Sonne stand; und endlich die blaue oder grüne Färbung der Sonne. Von Neumayer (80), Rollo Russel (81), Douglas Archibald (81), J. Kiessling (82) u. A. wurden die von vielen Orten und Beobachtern stammenden Einzelheiten dieser auffallenden Erscheinungen zusammengestellt und untersucht. Kiessling vermochte insbesondere einen grossen

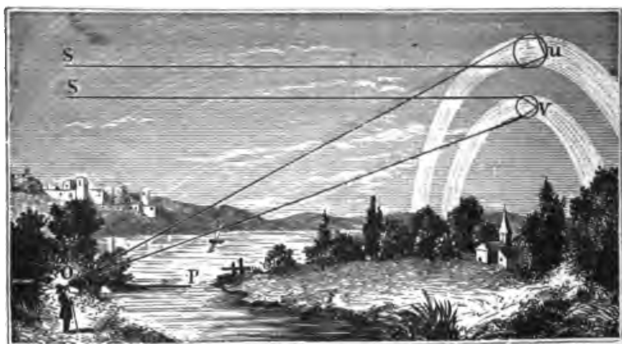


Fig. 10. Entstehung des Regenbogens.

Theil der beobachteten Färbungen künstlich hervorzurufen und erklärte dieselben daraufhin für Wirkungen der Lichtbeugung. Unter dieser Voraussetzung ergiebt sich für die Staubtheilchen, welche den Bishop'schen Ring erzeugen, eine Grösse von 0,0018 bis 0,0034 mm.

Seit 1885 hat man mehrfach leuchtende Nachtwolken beobachtet, welche sich auf dem Dämmerungshimmel hell in bläulichem Weiss, näher zum Horizont in roth oder gelb abheben und die Form von Cirruswolken haben. Gewöhnliche Cirruswolken würden gegen denselben Dämmerungshimmel dunkel erscheinen. Diese Nachtwolken befinden sich in der Nähe des Horizontes und über demjenigen Theile, unter welchem die Sonne steht. Ihre Höhe betrug bis 1891 mit geringen Schwankungen 82 km [Jesse (83)].

Der Regenbogen entsteht durch Brechung und Spiegelung der Sonnenstrahlen in Regentropfen und ist an die Bedingung gebunden, dass der Beobachter hinter sich die Sonne, vor sich eine regnende Wolke hat. Wie in Fig. 10 bei *V* ersichtlich, kann ein Sonnenstrahl im Wassertropfen beim Eintritt gebrochen, an der Innenseite der Tropfenwand gespiegelt und beim Austritt nochmals gebrochen werden, so dass

er in das Auge O des Beobachters gelangt. Die auf die verschiedenen Punkte der Tropfenoberfläche parallel fallenden Strahlen werden beim Austritt im Allgemeinen verschiedene Richtung haben, es ist aber diese Divergenz der Austrittsrichtung für benachbart eintretende Strahlen am geringsten und die gemeinsame Lichtwirkung also am grössten bei denjenigen rothen Strahlen, die beim Verlassen des Tropfens um etwa $42^1/_2{}^0$ gegen die Eintrittsrichtung geneigt sind. Für violette Strahlen beträgt in Folge ihrer stärkeren Brechbarkeit der entsprechende Winkel nur etwa $40^1/_2{}^0$. Da die Sonne sich in einem Abstande befindet, gegen welchen alle irdischen Entfernungen sehr klein erscheinen, dürfen wir ihre Strahlen als unter sich parallel ansehen und können parallel dazu vom Auge des Beobachters O die Gerade OP ziehen; dann muss jede durch O gehende Gerade, welche gegen OP um $42^1/_2{}^0$ geneigt ist, die Eigenschaft haben, dass die von ihr getroffenen Wassertropfen rothes Licht in das Auge des Beobachters senden, und wenn man eine solche Gerade um OP als Achse dreht, beschreibt sie im Raume einen Kegelmantel, dessen Schnitt mit dem Himmelsgewölbe dem rothen Kreise des Regenbogens entspricht. Die verschiedenfarbigen Strahlen, aus welchen das Sonnenlicht zusammengesetzt ist, werden an den Grenzen des Regentropfens beim Eintritt und Austritt verschieden stark gebrochen, die rothen am wenigsten, die übrigen um steigende Winkel in der Reihenfolge orange, gelb, grün, indigo, blau, violett. Für jede Farbe kann man einen Kegelmantel um OP beschreiben, dessen halbe Oeffnung (Winkel POV) dabei immer kleiner ausfällt und für violettes Licht $40^1/_2{}^0$ beträgt. So ergiebt sich die bekannte Thatsache, dass der Regenbogen aussen roth, innen violett gefärbt ist und dazwischen die übrigen Spectralfarben zeigt. Ferner lässt unsere Zeichnung erkennen, dass der Mittelpunkt des Regenbogens in der Verlängerung von OP liegt, und dass also, je höher die Sonne steht, um so niedriger der Regenbogen auftreten muss. Er ist völlig unsichtbar, wenn die Sonnenhöhe mehr als $42^1/_2{}^0$ beträgt.

Ausserhalb dieses Regenbogens kann man unter günstigen Umständen noch einen zweiten von umgekehrter Farbenfolge sehen, entstanden durch Brechung und zweimalige Spiegelung im Innern der Regentropfen, wie in Fig. 10 bei U gezeichnet. In diesem Falle sind die austretenden rothen Strahlen um etwa 50^0 gegen die eintretenden Sonnenstrahlen geneigt, die violetten um etwa $53^1/_2{}^0$. Wiederholt man hier die vorige Construction, so ist die Stellung und Farbenfolge leicht zu ersehen. Die Lichtstärke dieses zweiten Regenbogens ist geringer als die des ersten, denn er entsteht durch Strahlen, die eine Spiegelung mehr und dabei eine entsprechend grössere Schwächung erlitten haben.

Aehnlich ist der, wiewohl seltener, bei Nebel auftretende Nebelbogen zu deuten, welcher mit einem Radius von etwa 38^0 bei 2^0 Breite durch Lichtbrechung in kleinen Nebeltröpfchen entsteht und wie der erste Regenbogen aussen roth, innen violett gefärbt ist. Zuweilen erscheint auch der Schatten des Beobachters auf dem Nebel (Brocken-

gespenst), der Kopf umgeben von einem farbigen Ring (Ulloa's Ring, Aureole), und obgleich dieser Schatten ganz nahe bei dem Beobachter entsteht, pflegt er wegen seiner unscharfen Begrenzung den Eindruck grösserer Entfernung hervorzurufen und darum sehr gross zu erscheinen. Besonders schön wird dies gelegentlich bei Luftfahrten beobachtet, wenn eine nahe Wolke den Ballonschatten sammt Aureole sichtbar macht.

Die kleinen Ringe oder Höfe, welche man um Sonne oder Mond zuweilen sieht, werden der Lichtbeugung in den Rändern der kleinen Wasserkügelchen von Wolken zugeschrieben. Grössere Ringe (Sonnenring, Mondring, auch Halo genannt) erscheinen vorzugsweise mit 22^{0} oder auch mit 46^{0} Radius und werden auf Brechung und Spiegelung des Lichtes in den feinen Eiskrystallen von Cirruswolken zurückgeführt, ebenso die über und neben den Ringen zuweilen sichtbaren Lichtstreifen, Nebensonnen und Nebenmonde.

Das Nordlicht ist am häufigsten in nördlichen Gegenden, seltener in mittleren Breiten, sehr selten in den Tropen. Eine entsprechende Erscheinung sah man auf der südlichen Erdhälfte (in Australien) und nannte sie Südlicht. Die grösste Häufigkeit und Schönheit zeigt das Nordlicht nach Mohn (84) in einer ovalen Zone, die über die Hudsonsbai, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finnmarken, das karische Meer, Nordsibirien, das nördlich von der Behringstrasse gelegene Meer und den nördlichsten Theil von Nordamerika sich hinzieht. Südlich von diesem Gürtel erscheint das Nordlicht meist im Norden, nördlich davon dagegen gewöhnlich am südlichen Himmel. Das Nordlicht tritt in Mitteleuropa am häufigsten in den Aequinoctien, am seltensten in den Solstitien auf, während im hohen Norden seine grösste Häufigkeit auf das Wintersolstitium fällt. Ausserdem hat es eine etwa 11 jährige Periode der Häufigkeit, ähnlich wie die Sonnenflecken und die Erscheinungen des Erdmagnetismus. Doch fallen die einzelnen Phasen dieser Periode für verschiedene Gegenden nicht auf die gleichen Zeiten. Das Nordlicht besteht aus farbigen (weiss, roth, grün u. s. w.) und beweglichen Lichtgebilden mannigfacher Form, man beobachtet Bögen, Bänder, Fäden, Krone, Dunst, Segment, Schein, Garbe, die entweder als Ganzes sich bewegen oder in Wellen und Blitzen ihre Gestalt ändern. Eine gesicherte Anschauung über Natur und Entstehung des Nordlichts ist bisher noch nicht gewonnen worden.

Da die Atmosphäre aus verschieden dichten Schichten besteht, so findet beim Uebergang zwischen denselben Lichtbrechung statt. In der Regel sind die unteren Schichten die dichteren, und ein von einem höheren Gegenstande zu unserem Auge gelangender Lichtstrahl wird alsdann dem Einfallslothe zugebrochen, d. h. er weicht von der geraden Linie nach unten hin ab und beschreibt einen gekrümmten Weg, dessen concave Seite nach unten gerichtet ist. Unwillkürlich suchen wir den gesehenen Gegenstand in der Verlängerung derjenigen Richtung, welche der Strahl beim Eintritt in unser Auge hat, und sehen also den Gegen-

stand an höherer Stelle, als er sich wirklich befindet. Diese atmosphärische Strahlenbrechung ist um so geringer, je steiler die Lichtstrahlen durch die Luftschichten gehen, und demnach ist der Fehler, um welchen uns die Höhe eines Gegenstandes über dem Horizont zu gross erscheint, um so beträchtlicher, je geringer diese Höhe ist. Hierauf ist es z. B. zurückzuführen, dass Sonne und Mond uns breiter als hoch erscheinen, namentlich bei niedrigem Stande. Denn der obere und der untere Rand erscheinen uns wegen der Strahlenbrechung beide zu hoch, besonders aber der untere Rand, und darum wird, weil der untere Rand stärker als der obere nach aufwärts verschoben erscheint, die ganze Höhe des Gestirns scheinbar verringert.

Wenn aber ausnahmsweise die unteren Luftschichten derartig erwärmt sind, dass die optische Dichte nach oben zunimmt, so wird ein Lichtstrahl im umgekehrten Sinne, als vorher beschrieben, von der Geraden abweichen, nämlich seine concave Seite nach oben wenden und das Auge in solcher Richtung treffen, dass die Verlängerung unter dem gesehenen Gegenstande liegt und dieser also zu tief erscheint. Sind die Strahlen schräg genug gerichtet, so kann zuletzt Totalreflexion an einer unteren Luftschicht eintreten, und es werden von den gesehenen Gegenständen dann Spiegelbilder erblickt, umgekehrt und unter der wirklichen Lage. Diese Erscheinung ist unter dem Namen Luftspiegelung (Kimmung, Fata morgana) bekannt.

Die räumliche Vertheilung der Bewölkung steht in sehr naher Beziehung zur Vertheilung des Luftdruckes und zeigt wie diese die Neigung, sich parallel den Breitenkreisen in Zonen anzuordnen. Im Ganzen kann man nach Teisserenc de Bort (85) eine Zone grösster Bewölkung in der Nähe des Aequators (den sogen. Wolkenring) unterscheiden, ferner zwei Gürtel geringer Bewölkung zwischen 15 und 35° nördlicher und südlicher Breite, zwei Maxima zwischen 35 und 50°, und in höheren Breiten wahrscheinlich wieder geringere Himmelsbedeckung. Es entsprechen also dem höheren Drucke und absteigenden Luftstrome geringere, dem niederen Drucke und aufsteigenden Luftstrome grössere Wolkenmengen, wie es ja nach der Entstehung der Wolken zu vermuthen ist. Eine Reihe von Besonderheiten in der Wolkenvertheilung beruht auf der Gestalt der Wasser- und der Landflächen. Im Ganzen ist die Bewölkung auf den Meeren viel grösser als über den Continenten. Seewind, namentlich gegen eine hohe Küste wehend, vermehrt die Bewölkung, Landwind vermindert sie. Dieselbe wächst durch Wind, der aus einer warmen in eine kalte Gegend weht. Die ganze Vertheilung bewegt sich mit der Sonne in unserem Sommer gegen Norden, in unserem Winter gegen Süden hin.

Der tägliche Gang der Bewölkung hängt von der Temperatur in doppelter Weise ab. Das Temperaturminimum am Morgen bewirkt, weil dann die relative Feuchtigkeit eine hohe ist, die reichliche Bildung von Nebel und Schichtwolken in den Morgenstunden. Andererseits er-

zeugt das Temperaturmaximum einen aufsteigenden Luftstrom und führt zur Entstehung von Haufenwolken bald nach Mittag. Ersteres tritt vorzugsweise an der Küste (bei hohem Dampfdruck) und im Winter ein, letzteres eher im Binnenlande und im Sommer (mit starker Temperaturschwankung). Wir sehen also je nach der Lage des einzelnen Ortes Maxima der Bewölkung am Morgen oder am Nachmittag, zuweilen auch beides eintreten, Minima meist am Abend. Liznar (86) unterscheidet viererlei Typen für den täglichen Gang der Bewölkung: Maximum Mittags, Minimum Abends (z. B. Madrid); Maximum Morgens, Minimum Mittags (z. B. Los Angeles); je zwei Extreme, Hauptmaximum Morgens, Hauptminimum Abends (z. B. Wien im Winter und Herbst, Tiflis und Washington im Winter, Bombay, Melbourne); je zwei Extreme, Hauptmaximum Mittags, Hauptminimum Abends (z. B. Wien im Frühling und Sommer, Tiflis im Frühling, Washington im Frühling, Sommer und Herbst, Zi-ka-wei im Frühling).

Der jährliche Gang der Bewölkung steht in enger Beziehung mit der Bewegung der barometrischen Maxima und Minima, so dass die



Fig. 11. Wolkenspiegel.



Fig. 12. Sonnenscheinautograph.

Jahreszeiten an verschiedenen Orten mannigfache verschiedene Bewölkungsverhältnisse bringen. In Europa sind die Wintermonate die wolkenreichsten, die Sommermonate haben mehr klaren Himmel.

Von Apparaten, die zur Beobachtung der Wolken dienen, sei zunächst erwähnt der Wolkenspiegel, ein in Felder eingetheilter Spiegel (Fig. 11), der horizontal liegend das Bild des Himmels wiedergiebt und die jeweilige Wolkenbewegung gegen die auf dem Spiegel befindlichen Linien deutlich erkennen lässt. Ferner bedient man sich zur Feststellung der Sonnenscheindauer eines einfachen Registrirapparates, des Sonnenscheinautographen. In einer viel benutzten Form desselben (Fig. 12)

ist eine klare Glaskugel frei aufgestellt, welche wie ein Brennglas die Sonnenstrahlen sammelt und ein Zeichen in einen hinter der Kugel angebrachten Papierstreifen einbrennt, wenn die Sonne hell genug scheint. Da der Papierstreifen eine Stundeneintheilung trägt, kann man nachher leicht feststellen, wann und wie lange die Sonne auf den Apparat geschienen hat. Vergleicht man die so erhaltene Sonnenscheindauer mit der Tageslänge (wirkliche mit möglichen Sonnenstunden), so erhält man eine Zahl, die zwar eigentlich nur angiebt, in welchem Bruchtheil der Tagesstunden die Sonne unverhüllt war, die aber mit den Schätzungen der ganzen Wolkendecke recht gut übereinstimmt. Bei Pflanzen, für deren Entwickelung der Sonnenschein besonders wichtig ist (Wein, Obst, Rüben u. s. w.), kann aus den Angaben des Sonnenscheinautographen mancher wichtige Schluss über das Gedeihen, sowie über die Möglichkeit des Anbaues gezogen werden.

Niederschlag.

Man bezeichnet als Niederschläge diejenigen Wassermengen, welche in flüssigem oder in festem Aggregatzustande aus der Luft an den Erdboden gelangen. Die Entstehung des Niederschlages ist an verstärktes Auftreten derselben Vorbedingungen gebunden, welche wir als Ursache der Bewölkung kennen lernten: wenn die durch Abkühlung erzeugte Condensation eine reichliche ist, so können die erzeugten Wassertröpfchen oder Eisnadeln nicht im Herabsinken verdampfen, sondern schliessen sich an einander und fallen als Wasser oder Eis herab. Wie bei der Bewölkung unterscheiden wir auch hier die Condensation am Boden und in der Höhe. Die erstere lässt Thau, Reif und Glatteis, die letztere Regen, Schnee, Graupeln und Hagel entstehen.

Thau und Reif bilden sich in Folge von Abkühlung des Bodens, ähnlich wie der Nebel, und zwar tritt Thau auf, wenn die Condensation bei mehr als 0^0, Reif, wenn sie unter 0^0 stattfindet. Indessen kann die hierbei condensirte Dampfmenge nicht bloss aus der Luft stammen, denn wenn der Thau nur ein verstärkter Nebel wäre, so müsste die Thaubildung stets mit Nebel beginnen, was doch bekanntlich nicht zutrifft. Vielmehr muss man aus zahlreichen Versuchen [z. B. von Badgley (87), R. Russell (88), Wollny (89)] schliessen, dass der grössere Theil des Thaus aus dem Boden stammt. Die Abkühlung am Abend bewirkt, dass die stärkste Kälte bei unbewachsenem Boden in dessen oberster Schicht, bei einer Pflanzendecke an den höchsten Theilen der Pflanzen auftritt. Indem nun aus den darunter befindlichen wärmeren Schichten oder Pflanzentheilen Wasser verdampft, wird es an den kältesten Stellen sogleich wieder condensirt. Demgemäss fand man die Unterseite von Steinen und anderen Körpern über Gras oder Sand stark bethaut, ebenso das Innere umgestülpter Glasgefässe, sofern nur die nächtliche Abkühlung

nicht gehindert war; dagegen zeigten solche Gefässe keinerlei Condensation, wenn sie unter sonst gleichen Verhältnissen über undurchlässigen Platten aufgestellt waren. Es wird also Thau und Reif vorzugsweise dort entstehen, wo die örtlichen Verhältnisse sowohl die nächtliche Abkühlung als auch den Wassergehalt des Bodens begünstigen. Beides trifft bei vorhandener reichlicher Vegetation zu, denn die im Vergleich mit nacktem Boden viel grössere Oberfläche der Pflanzen giebt Gelegenheit zu starker nächtlicher Ausstrahlung und Abkühlung, und das Vegetationswasser bringt die Bodenfeuchtigkeit auf einen erheblichen Werth. Ferner ist schlechte Wärmeleitung der obersten Bodenschicht günstig für Thau- und Reifbildung. So sieht man gelegentlich hölzerne Bretter, die am Boden liegen, bereift, während daneben befindliches Steinpflaster frei bleibt, denn die Steine erhalten als bessere Leiter mehr Wärme von unten als Holz, welches demnach an der Oberfläche stärker erkaltet und überdies auch in seinem Innern Feuchtigkeit enthält. Günstig für Thau- und Reifbildung ist ferner dasjenige Wetter, welches die nächtliche Abkühlung erleichtert, also sehen wir jene Erscheinungen vorzugsweise stark bei klarem Wetter eintreten.

Verschieden hiervon ist der aus der unteren Luft allein stammende Niederschlag. Ist bei Witterungsumschlag wärmere Luft über kälteren Boden gelangt, so bildet sich zuweilen ein Beschlag aus Wasser, wenn die Bodentemperatur über 0° liegt, anderenfalls Glatteis. Bei Nebel kann auch, namentlich unter Hinzutreten von Wind, Rauhreif eintreten. Diese, auch als Rauhfrost, Haarfrost, Anraum, Duftanhang bezeichnete Form des Niederschlages scheint an eine unter 0° liegende Temperatur des Bodens und der darauf befindlichen Gegenstände sowie an Auftreten von Nebel gebunden zu sein. Die Nebeltröpfchen können dabei, auch wenn die Lufttemperatur gleichfalls unter 0° liegt, in flüssigem (überkaltetem) Zustande bestehen, werden aber zu klaren, nicht krystallinischen Eisklümpchen, wenn sie mit einem festen Körper, namentlich mit Eis, in Berührung kommen. Wenn nun der Wind solche überkalteten Wassertropfen gegen einen Baum oder dergl. treibt, erstarren sie beim Auftreffen und bilden einen beständig an Dicke wachsenden Eisbelag. Hierzu tritt noch die Verschiedenheit des Sättigungsdruckes in der Nähe von Wasser und von Eis. Es beträgt der Dampfdruck in Luft, die mit Eis in Berührung ist, nach Juhlin (90) bei — 5° etwa um 4 Proc., bei — 10° etwa um 10 Proc. bei — 15° um 13 Proc., bei — 20° um 20 Proc. weniger als bei Berührung mit Wasser. Ist die mit flüssigen Nebeltröpfchen erfüllte Luft gesättigt, so enthält sie mehr Dampf, als sie bei Berührung mit Eis enthalten kann, darum condensirt sich neues Eis gerade an denjenigen Stellen, welche schon mit Eis bedeckt sind, und denen der Wind immer neue Nebeltröpfchen zuführt. Nach Aitken (91) soll die Entstehung des Reifes überhaupt auf Vorgänge dieser Art zurückgeführt werden. Recht anschaulich schildert Assmann (92) die Rauhreifbildung auf dem Brocken. Bis zu — 13° erwiesen sich

die untersuchten Nebeltröpfchen flüssig, und der stets dem Winde entgegen wachsende Rauhreif bildete gelegentlich in 24 Stunden einen Ansatz von mehr als 50 cm Länge. Telegraphenstangen waren bis zu 2,90 m Durchmesser von der Eiskruste bedeckt, an einem Telegraphendraht wurden auf der Länge nur eines Fusses 5 kg Eis gefunden, so dass es verständlich wird, wenn in solchen, dem Rauhreif stark ausgesetzten Gegenden während des Winters nur im Boden liegende Kabel zur Telegraphie oder Telephonie dienen können, weil frei ausgespannte Drähte durch die Last des sich anhängenden Eises zerrissen werden.

Die Bildung von Niederschlag in der Höhe ist an das vorausgegangene Entstehen von Wolken gebunden. Sobald deren Wassertröpfchen oder Eisnadeln zahlreich und dicht genug geworden sind, so dass sie vielfach zusammenstossen, bilden sich durch Vereinigung mehrerer



Fig. 13. Schneekrystalle.



Fig. 14. Schneekrystalle.

Theilchen grössere Tropfen oder Flocken, welche den Luftwiderstand besser überwinden und rascher herabfallen als die kleineren Gebilde der Wolken. Sie erreichen dann den Boden als Regen oder Schnee. Durch langsames Erstarren hat der Schnee krystallinische Structur erlangt und zeigt die bekannten sechsstrahligen Formen (Fig. 13 und 14).

Zur Entstehung solchen Niederschlages müssen also die gleichen Verhältnisse mitwirken wie zur Wolkenbildung. Die Mischung verschieden warmer Luftmassen trägt, wie oben gezeigt wurde, nur wenig zur Entstehung von Wolken bei und liefert also noch weniger Anlass zur Niederschlagsbildung. Vielmehr ist es hauptsächlich das Emporsteigen der Luft, welches den Niederschlag hervorruft. Darum finden wir regenreiche Gegenden auf der Windseite der Gebirge, während auf deren Leeseite die ihres Dampfgehaltes theilweise beraubte und im Absteigen relativ trocken gewordene Luft eine Gegend trockenen Wetters,

den bekannten Regenschatten der Gebirge, erzeugt. Ebenso ist an hochgelegenen Küsten der Seewind ein Regenbringer, namentlich im Winter, weil dann die See wärmer als das Land ist und dem mit Dampf gesättigten Wind mit der höheren Temperatur eine vermehrte Steigkraft giebt. Ueberhaupt führt derjenige Wind, welcher Luft aus wärmerer in kältere Gegend bringt, leicht Niederschlag herbei, weil über dem kälteren Boden die Wolken durch Ausstrahlung Wärme verlieren können, namentlich aber weil die herbeigeführte wärmere Luft in grössere Höhe steigt, als sie vorher einnahm.

Wenn ein kräftig aufsteigender Luftstrom reichliche Condensation erzeugt und die entstandenen Wassertröpfchen bis in Höhen emporführt, deren Temperatur erheblich unter 0^0 liegt, so tritt leicht Ueberkaltung ein, d. h. die Wolkentröpfchen bleiben trotz ihrer niedrigen Temperatur flüssig. Wird nun durch Herabfallen von Eiskrystallen aus noch grösseren Höhen oder vielleicht auch in Folge elektrischer Vorgänge diese Ueberkaltung ausgelöst und die Wasserwolke ganz oder theilweise zum plötzlichen Gefrieren gebracht, so bilden sich, wie beim Erstarren der Nebeltröpfchen, kleine structurlose Eisklümpchen, welche sich vielfach mit einander vereinigen, auch wohl im Herabfallen andere überkaltete Tröpfchen zum Erstarren bringen und mit ihnen zusammenschmelzen. So entstehen [nach v. Bezold (93)] die trüben, aus vielen kleinen Eistheilchen zusammengesetzten Graupelkörner. Beim Erstarren der überkalteten Wassertröpfchen wird latente Wärme frei, welche eine rasche Steigerung der Temperatur und des Druckes erzeugt und also neues Steigen der Luft und fortgesetzte Condensation hervorruft. Indem hierbei Graupelkörnchen mit Wasser, das zu einer klaren Schicht gefriert, sich bedecken, dann vielleicht wieder emporgehoben und mit neuen überkalteten Theilchen in Berührung gebracht werden, die sich anlagern, kann die Zusammensetzung der Hagelkörner entstehen, welche bekanntlich einen undurchsichtigen Kern mit verschiedenen mehr oder minder klaren Eishüllen enthalten. Diese Niederschlagsgebilde sind, weil rasch entstehend, ganz verschieden von den sich langsam bildenden krystallinischen Schneeflocken. Schmilzt der Hagel im Herabfallen, so kommt er unten als Platzregen an. Dass dies nicht ganz selten geschieht, kann vielleicht darum vermuthet werden, weil Graupeln und Hagel an hochliegenden Orten durchschnittlich etwas häufiger als im Tieflande beobachtet werden. Andererseits erscheint auch die Annahme zulässig, dass die rasch emporgehobene Luft mit Dampf übersättigt wird, und dass beim plötzlichen Auslösen dieser Uebersättigung eine massenhafte Condensation zum Wolkenbruch führt.

Neuerdings hat man versucht, ein in alter Zeit empfohlenes Schutzmittel gegen den Hagel wieder in Anwendung zu bringen: das Wetterschiessen. Dies wie das sogenannte „Wetterläuten“ war seinerzeit in den österreichischen Alpenländern sehr verbreitet, und man scheint dem Schall der Kirchenglocken oder der Kanonenschüsse die unschädliche

Zertheilung der Hagelwolken zugeschrieben zu haben. Seit 1896 hat Herr Bürgermeister Albert Stiger (94) in Windisch-Feistritz (Untersteiermark) begonnen, durch systematisches Schiessen für die Weinberge seiner Heimath Hagelschutz zu erstreben. Der Ort liegt am Südabhange des Bachergebirges, auf welchem die Hochwälder abgetrieben wurden, so dass sich jetzt schon daselbst Hochmoore bilden. Seit dieser Zeit (Anfang der 70er Jahre) datirt eine jährliche Zunahme der Hagelwetter, die Gewitter bilden sich meist über dem Bacher und ziehen nach Südosten. Vielleicht wäre also ein erheblicher Theil des dortigen Hagelschadens vermieden worden, wenn man einfach das Abholzen des Gebirges unterlassen hätte. Die von Stiger begonnenen Versuche wurden von G. Suschnig (95) auf dem Schiessplatze des der Firma Karl Greinitz Neffen in Graz gehörigen Hammerwerkes in St. Katharein fortgesetzt; man schoss aus aufrecht stehenden „Pöllern“ von etwa 450 mm Höhe mit cylindrischer Bohrung und aufgesetztem „Schiesstrichter“ von ungefähr 4 m Länge, unter Verwendung von 180 g normalen Sprengpulvers des österreichischen Pulvermonopols. Dabei wurden Rauch und Explosionsgase in einem Wirbelring herausgeschleudert, welcher bei den oben genannten Grössen von Pöller und Ladung die grösste Anfangsgeschwindigkeit hatte und sich durchschnittlich mit etwa 57 m Geschwindigkeit aufwärts zu bewegen begann. Der sehr ausführliche Bericht, welchen Pernter und Trabert (96) über die im Jahre 1900 zu St. Katharein angestellten Versuche lieferten, giebt an, dass diese Wirbelringe bis zu 300 m, ausnahmsweise auch vielleicht bis 400 m Höhe aufstiegen. Oberstlieutenant R. Szutsek (95) hat bei Windisch-Feistritz noch etwas grössere Höhen erreicht. Da die Wetterkanonen auf Hügeln von 550 bis 750 m Seehöhe aufgestellt waren, und da nach Angabe der einheimischen Beobachter in Steiermark ebenso wie in den Hagelgebieten der oberen Po-Ebene und der nördlichen Schweiz die hagelführenden Gewitter nie über 800 m Seehöhe ziehen sollen, so ist das Eindringen der Wirbelringe in diese Wolken möglich. Man hat grössere Gebiete durch Aufstellen zahlreicher Wetterschiessapparate (etwa je einen auf ein Quadratkilometer) zu schützen gesucht und behauptet in Steiermark, sowie in Ungarn, Frankreich, Spanien und Italien, dass durch Schiessen aus diesen Apparaten die heranziehenden Hagelwolken zertheilt oder „zum Regnen gezwungen“, Hagelfälle aber verhindert werden. Einen sicheren Schluss über die Wirksamkeit solcher Vorrichtungen kann man natürlich erst aus den Erfahrungen einer grösseren Zahl von Jahren ziehen, doch wird immerhin so viel schon jetzt feststehen, dass eine etwa vorhandene Wirkung an den Wirbelring und sein Eindringen in die Wolke gebunden ist. Dass durch die Schallwellen oder durch eine sonstige Erschütterung die überkalteten Wassertröpfchen der Wolke zum Erstarren gebracht werden, ehe sie zu grösseren Tropfen zusammenfliessen und dann im Erstarren Hagelkörner bilden, ist nicht eben wahrscheinlich. Denn wie Dufour (98) gezeigt hat, können überkaltete Wassertröpfchen, die in einer anderen

Flüssigkeit von gleicher Dichte schwimmen, nur durch Berühren mit Eis zum Erstarren gebracht werden, nicht aber durch Erschütterungen. Vielleicht wirken [nach Bombicci (99) und nach Dorn (100)] die mit dem Wirbelring in die Wolke eindringenden Rauchtheilchen als Condensationskerne und erzeugen frühere Condensation oder Vereinigung der Wassertröpfchen, so dass dem Hagel das Material entzogen wird und als unschädlicher Regen herabfällt. Bei dieser Annahme müsste also der Wirbelring, um wirksam zu sein, jedenfalls bis in die Höhe der Wolken getrieben werden, und das scheint, wo man die Kanonen nicht auf Berge stellen kann, unausführbar.

Eine andere Wirkungsweise des Hagelschiessens, auf deren Möglichkeit Mack (101) hinweist, sei hier noch erwähnt. Wenn der Hagel im aufsteigenden Luftstrom entsteht, und dieser sich durch starke Erwärmung des Bodens und labiles Gleichgewicht der unteren Luftschichten bildet, so würde das gleichzeitig an vielen Stellen begonnene Schiessen und Emportreiben der Wirbelringe zur Bildung ebenso vieler kleiner aufsteigender Luftströme führen und vielleicht das labile Gleichgewicht zerstören und unschädlich machen, bevor es zur Hagelbildung kommt. Aber freilich lässt die geringe Höhe, bis zu welcher die Wirbelringe aufsteigen, solche Wirkung unsicher erscheinen.

Eine selten auftretende Art des Niederschlages ist der Eisregen, welcher alle getroffenen Gegenstände mit einer mehr oder minder dicken Schicht klaren Eises überzieht. In Mittel- und Ostdeutschland kam ein solcher Vorgang am 20. October 1898 zur Beobachtung und richtete durch Belastung und Brechen der Pflanzen grossen Schaden an. In Potsdam hat man an jenem Tage einen Weigelia-Zweig gefunden, der für sich 8 g, mit seiner Eisbelastung 65 g wog, und einen Grashalm, der sogar das Achthundertfache seines eigenen Gewichtes an Eis trug. Die von Meinardus (102) gelieferte Untersuchung der Wetterlage ergab, dass eine obere, feuchte Luftschicht von über 0°, eine untere von weniger als 0°, und eine zur Condensation führende aufsteigende Bewegung zusammenwirkten, um Regen zu erzeugen, der im Herabfallen überkaltet wurde und demnach beim Auftreffen sogleich erstarrte.

Was die Verbreitung des Niederschlages auf der Erde betrifft, so zeigt zunächst die Vertheilung nach der geographischen Breite ganz ähnliche Verhältnisse, wie wir sie oben (S. 57) bei der Bewölkung kennen lernten: hohe Niederschlagswerthe um den Aequator und in mittleren Breiten, geringe dazwischen in den Gegenden hohen Luftdruckes. Im Durchschnitt beträgt auf dem Lande (da man von den Meeren keine Niederschlagsmessungen hat) die Niederschlagshöhe für die verschiedenen Breiten nach Murray (103):

Geogr. Breite	Niederschlagshöhe Nördliche Hemisphäre mm	Niederschlagshöhe Südliche Hemisphäre mm	Geogr. Breite	Niederschlagshöhe Nördliche Hemisphäre mm	Niederschlagshöhe Südliche Hemisphäre mm
0 bis 10°	1970	1885	50 bis 60°	550	1045
10 „ 20	950	1230	60 „ 70	370	765?
20 „ 30	675	655	70 „ 80	355	
30 „ 40	555	700	80 „ 90	340	
40 „ 50	570	1055			

Hierbei ist, wie gewöhnlich, als Niederschlagshöhe diejenige Höhe angegeben, bis zu welcher das herabgefallene Wasser den Boden bedecken würde, wenn es weder verdunsten noch ablaufen könnte. Von diesen Durchschnittswerthen giebt es natürlich zahlreiche örtliche Abweichungen. Die Menge und die Häufigkeit des Niederschlages nehmen im Allgemeinen von der Küste nach dem Binnenlande hin ab. An den Polargrenzen der Passate finden sich die subtropischen Regen im Winter solcher Küstenstriche, an welchen die Passate gegen den Aequator hin verschoben sind und feuchten, regenbringenden Seewinden Platz gemacht haben, während ebendort im Sommer die Passate als trockene Landwinde wehen. Dies trifft z. B. für die atlantische Küste von Nordafrika und Spanien (28 bis 42° Breite) zu, wo der Winter regenreiche Südwestwinde bringt, und ähnlich in den Mittelmeerländern Südeuropas. An der europäischen Westküste herrschen die Südwestwinde im Herbst vor und machen diese Jahreszeit zur regenreichsten. Im Innern Europas dagegen fällt die grösste Niederschlagsmenge im Sommer, veranlasst durch höhere Wärme und die häufige Entstehung aufsteigender Luftströme. Für Deutschland hat H. Meyer (104) aus Beobachtungen der Jahre 1876 bis 1885 die mittlere jährliche Niederschlagshöhe an der Nordsee zu 770 mm, an der Ostsee zu 660 mm, im norddeutschen Flachlande zu 590 mm (mit deutlicher Abnahme von West nach Ost), in Süddeutschland mit grossen, meist durch die Gebirge veranlassten örtlichen Verschiedenheiten zu 1230 mm festgestellt. Dabei sind in Norddeutschland die Niederschläge häufiger und kürzer, in Süddeutschland dagegen ergiebiger. Regenarme Gebiete mit weniger als 500 mm jährlicher Niederschlagshöhe giebt es in Norddeutschland nach Hellmann (105) wahrscheinlich drei: in Westpreussen nordöstlich von Thorn (Kulmer Land), wo im Kreise Strassburg sogar unter 450 mm beobachtet ist, im Anhaltischen um Bernburg und bei Riesa an der Elbe. In Süddeutschland hat der westliche Theil von Rheinhessen den geringsten Niederschlag. Die regenreichsten Stationen liegen im Gebirge, so z. B. Kreuth in Bayern mit etwa 2000 mm jährlichem Niederschlag, Schweigmatt im Schwarzwalde und der Brockengipfel mit je 1670 mm, die Schneekoppe mit

etwa 1500 mm u. s. w. Die Niederschlagsvertheilung in Europa ist aus der Regenkarte, Taf. I, zu ersehen.

Der jährliche Gang der Niederschlagshöhe zeigt zweierlei Typen, entsprechend der vorher mitgetheilten Verschiedenheit zwischen den europäischen Küsten- und Binnenländern. An der Nordsee liegt das Maximum im Herbst und das Minimum im Frühling, während die Binnenlandstationen das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter haben. Die Ostseeküste zeigt mehr Aehnlichkeit mit dem Binnenland. Die gleiche jährliche Vertheilung tritt auch in der Regenhäufigkeit auf. Der Sommer zeichnet sich durch kurze, ergiebige, der Winter durch andauernde schwache Niederschläge aus. Der April scheint seinen Ruf hierbei nicht voll zu rechtfertigen, denn er hat eine geringe Niederschlagsmenge und eine kleine Zahl von Tagen mit Niederschlag. Es scheint, dass es in diesem Monat zwar selten, aber andauernd regnet.

Ebenso wie der jährliche zeigt auch der tägliche Gang der Niederschlagsmenge mannigfach verschiedene und mit der Oertlichkeit wechselnde Einzelheiten. Ein Maximum tritt an manchen Orten zur wärmsten Tageszeit, etwa um 3 Uhr Nachmittags, auf, besonders in der warmen Jahreszeit, und darf dem aufsteigenden Luftstrome zugeschrieben werden. Ein zweites Maximum findet sich frühmorgens zur kältesten Tageszeit, vielleicht veranlasst durch das gleichzeitige Maximum der relativen Feuchtigkeit, welches die Condensation erleichtert. Diese Maxima sind während des Sommers in Potsdam [Sprung (106)] und auch in Berlin [Börnstein (107)] erkennbar, doch tritt in Berlin dazu noch ein drittes Maximum etwa um 6 Uhr Abends, welches sich ähnlich auch in Chemnitz [Schreiber (108)] und in Basel [Riggenbach (109)] vorfindet und nach Less (110) wahrscheinlich den vorzugsweise am Nachmittag herabgehenden Platzregen zugeschrieben werden darf. In Wien und Klagenfurt zeigt sich dagegen [nach Hann (111)] in der warmen Jahreszeit das Hauptmaximum der Regenmenge am Abend, ebenso mit Ausnahme der Regenzeit (Juni bis October) in Calcutta und Simla [Blanford (112)].

Der Einfluss der Gebirge auf den Niederschlag wurde schon oben erwähnt. Die auf der Windseite entstehenden aufsteigenden Ströme erzeugen vermehrten Niederschlag, welchem als nothwendige Ergänzung auf der Leeseite eine verhältnissmässig trockene Gegend, der Regenschatten des Gebirges, entspricht. Ausserdem erzeugt das Gebirge auch bei windstillem Wetter Temperaturunterschiede und verticalen Luftaustausch, wodurch ebenfalls der Niederschlag vermehrt wird. Für Mitteldeutschland hat Assmann (113) diese Wirkungen im Einzelnen dargelegt; Hann (114) berechnet für die deutschen Mittelgebirge die folgenden durchschnittlichen, jährlichen Regenmengen:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenhöhe	580	650	700	780	850	1000 mm

Diese mit wachsender Seehöhe eintretende Steigerung der Niederschlagsmenge ist auch sonst vielfach beobachtet, scheint aber nur bis

zu etwa 1000 m Höhe zu reichen und weiter hinauf in Abnahme überzugehen. Aus Beobachtungen am Nordabhange der bayerischen Alpen entnimmt Erk (115), dass dort die Höhenregion des grössten Niederschlages eine jahreszeitliche Schwankung zeigt, im Winter zwischen 600 und 1000 m Höhe auftritt, im Sommer aber bis zu 1700 m emporsteigt.

Je höher ein Ort liegt, um so grösser ist derjenige Bruchtheil des Niederschlages, welcher in Form von Schnee herabfällt. Diejenige Höhengrenze nun, oberhalb welcher im Laufe des Jahres mehr Schnee fällt, als während der warmen Jahreszeit geschmolzen wird, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt im Allgemeinen um so höher, je geringer die geographische Breite ist, doch wird ihre Lage ausser von Temperatureinflüssen auch sehr wesentlich durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt. In den Alpen findet man die Schneegrenze in 2500 bis 2800 m Höhe, in Norwegen bei 700 bis 1900 m, auf Franz-Josephsland bei 100 bis 300 m; in der nördlichen Polargegend hat man sie nirgend bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen, wohl aber in südlichen hohen Breiten, wo neben dem milden Winter ein kalter Sommer auftritt [Hann (116)].

Die oberhalb der Schneegrenze niederfallenden Schneemassen werden durch die Sommerwärme nur zum Theil geschmolzen; der Rest würde sich zu immer grösserer Höhe anhäufen, wenn nicht ein beständiges Herabgleiten durch den Vorgang der Regelation bewirkt würde. Es besitzt nämlich das Eis (und ebenso der aus Eiskrystallen bestehende Schnee) die Eigenschaft, dass der unter gewöhnlichen Verhältnissen bei 0° liegende Schmelzpunkt durch Druck erniedrigt wird, und dass also Eis unter genügend starkem Druck bei weniger als 0° in flüssigen Zustand übergeht, bei Aufhören des Druckes aber wieder fest wird. Eben dies Wiedergefrieren ist es, welches man als Regelation bezeichnet. Ein einfacher Versuch, der diesen ganzen Vorgang ersichtlich macht, besteht darin, dass man über einen Eisklotz einen Draht legt und dessen herabhängende Enden mit Gewichten belastet. Dann wird an den Stellen, welche durch den aufliegenden Draht Druck erfahren, das Eis geschmolzen, das entstandene Wasser wird vom Draht verdrängt, tritt über diesen und geht, da es nun nicht mehr unter Druck steht, sogleich wieder in den festen Zustand über. Auf solche Art sinkt der Draht langsam tiefer und tiefer in das Eis hinein, ohne dasselbe aber zu zerschneiden, weil über ihm die Masse immer wieder zusammenfriert, und schliesslich tritt der Draht an der Unterseite des zusammenhängend gebliebenen Eisklotzes wieder heraus. Ganz ähnlich sind die Vorgänge beim Schlittschuhlaufen: das Eis wird unter der Schlittschuhkante durch die ganze Körperlast des Laufenden gedrückt und hierdurch verflüssigt, um beim Fortgleiten des Schlittschuhes sogleich wieder zu gefrieren. Der Schlittschuhläufer bewegt sich also thatsächlich auf einer zwischen Eis und Schlittschuh befindlichen dünnen Wasserschicht. Ist die Temperatur des Eises zu niedrig, so reicht der vorhandene Druck zu seiner Verflüssigung nicht

aus und der Schlittschuhläufer findet in der That bei grosser Kälte das Eis „hart". Entsprechend diesen Vorgängen tritt die Regelation auch in grossem Maassstabe auf, wo die angesammelte Schneedecke mächtig genug ist, um durch ihren Druck die unterste Schicht zu schmelzen und das Wasser hervorquellen zu lassen. Sobald aber diese untere Masse dem Druck der darüber lastenden Schneeschicht entzogen ist, erstarrt sie alsbald zu Eis. Durch den Druck der von Neuem nachdrängenden Wasser- und Schneemassen kann das entstandene Eis wieder geschmolzen werden, um als Wasser jenem Druck Raum zu geben und dann von Neuem zu erstarren. Die grossen Ansammlungen von Schnee in den oberhalb der Schneegrenze liegenden Gebirgsgegenden senden auf diese Art Eisströme herab, die anfangs noch eine körnige Structur („Firn") deutlich erkennen lassen, nachher aber mit wachsender Korngrösse in klares Eis sich verwandeln und als Gletscher bezeichnet werden. Die Bewegung dieser Massen geschieht ähnlich wie diejenige flüssiger Ströme, nur langsamer. So ist die Geschwindigkeit an der Oberfläche und in der Mitte grösser, am Boden und am Rande kleiner, und zu der Abwärtsbewegung kommt, wie v. Drygalski (117) am grönländischen Inlandeis fand, noch ein Einsinken der dickeren und ein Aufquellen der dünneren (Rand-) Gebiete. Derselbe Beobachter maass am grossen Karajak-Eisstrom in Grönland horizontale Geschwindigkeiten, welche von wenigen Decimetern am oberen Ende des Gletschers bis zu 19 m in 24 Stunden an der Meeresküste wuchsen. Trifft der Gletscherstrom auf entgegenstehende Felsmassen, so wird entweder durch deren Druck das Eis geschmolzen, umgeht als Wasser das Hinderniss und erstarrt dann wieder, oder der Fels wird vom Eise mitgerissen. Die Form des herabgehenden Eisstromes ist daher bedingt durch die Bodenform, über die er hinfliesst, und am unteren Rande bildet sich ein Saum von Steintrümmern, die beim Abfliessen des Schmelzwassers liegen bleiben, die sogenannte Moräne. Die Lage des unteren Gletscherrandes hängt von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen ab. Der Gletscher reicht im Winter und in kalten Perioden tiefer herab als im Sommer und in wärmeren Zeiten, und die Lage dieses Randes, aus welchem das Schmelzwasser als Bach oder Fluſs abwärts strömt, ist ein wichtiges Kennzeichen für klimatische Verhältnisse. Wo ein Gletscher bis zur Küste herabreicht (z. B. in Grönland und Spitzbergen), schiebt er seinen unteren Rand auf das Meer hinaus, und da Eis leichter als Wasser ist, schwimmen die von der See abgebrochenen Gletscherstücke mit der Strömung davon (der Gletscher „kalbt"). Solche Eisberge legen im Meere oft sehr weite Entfernungen zurück und können, da zu ihrer Schmelzung groſse Wärmemengen verbraucht werden, die Meerestemperatur merklich erniedrigen.

Von groſser Bedeutung ist die Einwirkung des Waldes auf den Niederschlag. Daſs derselbe die Temperaturschwankung verringert, wurde schon oben (S. 17) dargelegt. In der warmen Jahreszeit wird also durch Wald die Temperatur erniedrigt und die relative Luftfeuchtig-

keit erhöht. Danach erscheint die Vermutung berechtigt, dafs auch der Betrag des Niederschlages in der warmen Jahreszeit und, wo diese das jährliche Niederschlagsmaximum enthält, auch der ganze Jahresbetrag des Niederschlages durch Wald vermehrt werde. Dass dies in der That zutrifft, kann man in solchen Fällen nachweisen, wo der Waldbestand einer Gegend regelmässig verändert und die Niederschlagsmengen zugleich gemessen wurden. So hat Blanford (118) für ein im Innern von Indien liegendes Gebiet von etwa 61 000 engl. Quadratmeilen, welches früher entwaldet war und aufgeforstet wurde, regelmässige Zunahme der jährlichen Niederschlagshöhe von 45,3 engl. Zoll im Jahre 1869 bis zu 58,6 Zoll im Jahre 1883 gefunden, während die entsprechenden Zahlen für den Durchschnitt von ganz Indien in den gleichen Jahren zwischen 41,0 und 43,5 Zoll lagen. In Deutschland fand sich Gelegenheit zu einem ähnlichen Vergleich, als inmitten der Lüneburger Haide unweit Münster durch die Provinzialverwaltung von Hannover eine bedeutende Haidefläche zur Aufforstung angekauft und von 1877 ab allmählich bis zum Betrage von 3512 ha mit Forst bedeckt wurde. Die seit 1882 daselbst angelegte meteorologische Station Lintzel ergab nach Müttrich (119) (ausgeglichene) Jahressummen des Niederschlages, welche von 515 mm im Jahre 1882 bis zu 705 und 668 mm in den Jahren 1889 und 1890 dauernd zunahmen, während in den gleichen Jahren an den Stationen Bremen, Hamburg, Oslebshausen, Lüneburg und Gardelegen keinerlei Zunahme erkennbar war. In Procenten der durchschnittlichen Regenhöhe jener fünf Vergleichsstationen betrug diejenige von Lintzel im Jahre 1882 nur 81,8 Proc., stieg aber bis 1888 auf 103,9 Proc.

Diese Erfahrung, dass der Wald den Niederschlag vermehrte, kann freilich nicht ohne Weiteres verallgemeinert werden, namentlich da die zuletzt erwähnten Schlüsse nur auf den Angaben einer einzigen Station beruhen. Dagegen tritt eine andere Wirkung des Waldes überall hervor, nämlich die Regulirung des im Boden befindlichen Wassers. Durch Beschattung sowie durch verringerte Windstärke hindert der Wald die Austrocknung des Bodens und vermehrt dessen Wassergehalt. Dadurch wird bei spärlichem Regen den Bächen und Flüssen waldreicher Gegenden immer noch eine gewisse Wassermenge zugeführt, und andererseits bei aussergewöhnlich niederschlagsreichem Wetter ein grosser Wasserbetrag im Walde zurückgehalten, der nur allmählich dem übrigen Lande zufliesst. Besonders in gebirgiger Gegend ist diese Wirkung des Waldes sehr werthvoll, weil er sowohl durch seine stete Feuchtigkeit das Austrocknen der geneigten Flächen in Zeiten drohender Dürre hindert, als auch namentlich bei Wolkenbruch oder Schneeschmelze das Abschwemmen der fruchtbaren Humusdecke, das massenhafte Herabfliessen des Wassers und die Ueberschwemmung der Thäler verhütet. Der Segen des Waldes besteht also, beim Niederschlag wie bei der Temperatur, im Mildern der Gegensätze.

Dass nicht nur der Wald, sondern überhaupt jede Vegetationsdecke

in dieser ausgleichenden Weise wirkt, zeigten neuere Studien von Wollny (120). Danach erhalten die Flüsse insgesammt weniger Wasser von den mit Pflanzen bedeckten Flächen als von kahlen oder schwach bewachsenen Bodenstücken, weil der Boden unter den Pflanzen mehr Wasser aufspeichert und durch die Pflanzen mehr verdampft als ohne Vegetation. Die lebenden Pflanzen verzögern durch mechanische Hinderung die ober- und die unterirdische Wasserableitung und erzeugen dadurch eine gleichmässigere Zufuhr des Wassers zu den Flüssen. Auf geneigten Bodenflächen wird die Abschwemmung von Erde und Gesteinsschutt durch Vegetation sehr stark verringert, am meisten durch Wald, in ähnlicher Weise durch dicht stehende Gräser und perennirende Futtergewächse, wesentlich weniger durch Ackergewächse.

Zur Kenntniss der Niederschlagsverhältnisse einer Gegend gehört, wie wir sahen, die Höhe des Niederschlages, d. h. diejenige Höhe in Millimetern, welche die gefallene Wassermenge (nöthigenfalls nach vorausgegangener Schmelzung) ohne Abfliessen und Verdunsten einnehmen würde. Als ein Beispiel für die klimatologische Wichtigkeit dieser Grösse sei die Beziehung angeführt, welche in den Weidebezirken von Australien und Argentinien zwischen der Regenhöhe und dem Ertrag (ausgedrückt durch die Zahl der gehaltenen Schafe) nach Wills (121) besteht:

	Regenhöhe engl. Zoll	Schafe auf einer engl. Quadratmeile
Südaustralien	8 bis 10	8 bis 9
Neu-Südwales (1)	13	96
„ „ (2)	20	640
Buenos Aires	34	2630

Ausser der Höhe des Niederschlages ist von erheblicher Bedeutung die Häufigkeit, Dauer und Ergiebigkeit der einzelnen Niederschläge. Die Häufigkeit kann beurtheilt werden aus der Zahl der Niederschläge, d. h. derjenigen Tage, an welchen die gemessene Niederschlagshöhe einen gewissen Werth (0,1 oder 0,2 mm) überschritt und genauer noch aus den entsprechenden Zahlen für weitere Schwellenwerthe (1, 5, 10 mm u. s. w.).

Als Regenwahrscheinlichkeit eines Monats bezeichnet man das Verhältniss der mittleren Anzahl der Niederschlagstage zur Gesammtzahl der Tage, als Regendichtigkeit das Verhältniss der gesammten Niederschlagshöhe zur Zahl der Niederschlagstage. Ueber die Dauer des Niederschlages sicheres Erfahrungsmaterial zu gewinnen, ist sehr schwierig, denn selbst die zur Aufzeichnung des Regens an einzelnen Stationen thätigen selbstregistrirenden Apparate pflegen die schwächsten Niederschläge nicht anzuzeigen. Indessen hat Köppen (122) eine Methode an-

gegeben, welche ohne Registrirapparat eine Berechnung der Niederschlagsdauer auf Grund der dreimal täglich ausgeführten Terminbeobachtungen ermöglicht. Wie man aus wenigen Beobachtungen an jedem Tage die mittlere Temperatur, Bewölkung u. s. w. herleitet, so wird auch bezüglich des Verhältnisses von Regen und Trockenheit angenommen, dass die übrige Zeit durchschnittlich denselben Charakter gehabt habe wie jene herausgegriffenen Beobachtungstermine. Wenn nun an jedem dieser Beobachtungstermine festgestellt ist, ob bei der Beobachtung am Stationsorte Niederschlag fiel oder nicht, so kann man das Verhältniss der Terminzahl mit Niederschlag zur Gesammtzahl der Termine als absolute Regenwahrscheinlichkeit bezeichnen; multiplicirt man diese Grösse mit der Gesammtzahl der Stunden eines Monats, so erhält man in Stunden ausgedrückt die wahrscheinliche Gesammtdauer des Regens in diesem Monat; und das Verhältniss dieser Zahl zur Anzahl der Niederschlagstage im gleichen Monat ergiebt, gleichfalls in Stunden ausgedrückt, die durchschnittliche Dauer des Niederschlages an einem Niederschlagstage.

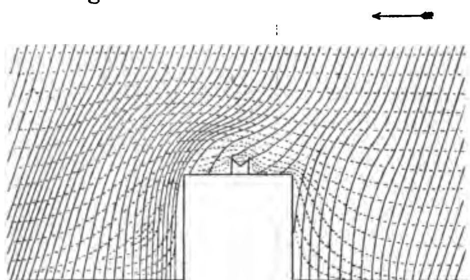


Fig. 15. Regenmesser.

Die Messung des Niederschlages geschieht mittels des Regenmessers (Fig. 15), eines cylindrischen Blechgefässes, meist mit 200 qcm grosser Oeffnung, dessen oberer Rand durch einen scharfkantigen, konisch abgedrehten Messingreif gebildet wird. Der obere Theil dieses Apparates enthält einen Blechtrichter, aus welchem das Regenwasser in die im unteren Theil stehende Sammelflasche gelangt. Um die Messung auszuführen, giesst man das angesammelte Wasser (gewöhnlich bei der Morgenablesung) in das zum Apparat gehörige Messglas und liest auf dessen Theilung die Niederschlagshöhe ab. Befindet sich im Regenmesser Schnee oder Hagel, so bringt man behufs Schmelzung den ganzen Apparat zunächst in ein warmes Zimmer und befestigt an seiner Stelle den an den Stationen hierfür vorhandenen Reserveapparat. Erst nach vollständigem Schmelzen kann die Niederschlagsmenge bestimmt werden.

Sehr sorgfältig muss bei Aufstellung des Regenmessers verfahren werden, damit ihm nicht durch Gebäude, Bäume oder sonstige Gegen-

stände ein Theil des Niederschlages entzogen wird. Dergleichen störende Dinge sollen mindestens um ihre eigene Höhe vom Regenmesser entfernt sein, womöglich nach allen Richtungen hin, jedenfalls aber auf der Windseite. Die Auffangefläche des Regenmessers pflegt man in 1 m Höhe über dem Boden anzubringen, nur in schneereichen Gegenden (Ostpreussen, Gebirgsstationen) etwas höher, damit kein „Stöberschnee" vom Boden hineingeweht wird. Auf dem Dache eines Hauses den Regenmesser aufzustellen, ist nur dann zulässig, wenn das Dach geräumig genug ist, um den Apparat in erheblichem Abstande von sämmtlichen Dachrändern unterzubringen. Es wird nämlich der Wind derartig durch das Haus abgelenkt, dass die Luft an der Windseite hinaufsteigt und mit beschleunigter Bewegung über das Dach zu fliessen beginnt, nach der Leeseite hin aber die Geschwindigkeit stark abnimmt, weil hier die Luftströmung sich wieder nach unten hin ausbreiten kann. In Folge dessen sind die vom Winde in schräge Richtung gebrachten Bahnen der auf das Dach fallenden Regentropfen an der Windseite noch schräger und an der Leeseite steiler, als es ohne die Wirkung des Hauses sein würde, und die niedergehende Wassermenge muss daher auf der Windseite zu gering, auf der Leeseite zu gross erscheinen; nur in der Mitte kann, wenn die Grösse des Daches ausreicht, ein normaler Werth gefunden werden. Diese Verhältnisse, welche nach einer Zeichnung von Jevons (123) in Fig. 16 dargestellt sind, haben früher nicht die gebührende Beachtung gefunden und gelegentlich die Meinung erzeugt, dass der Niederschlag nach oben hin geringer werde. In Wirklichkeit war es lediglich die zu hohe Aufstellung, welche vielfach zu geringe Niederschlagswerthe ergab. Uebrigens wirkt auch schon das Gefäss des Regenmessers selbst ablenkend auf den Wind, so dass die zur Messung gelangende Niederschlagsmenge um einen mit der Windstärke steigenden Betrag zu klein wird. Um diesen Uebelstand zu beseitigen, schlug Jevons (123) vor, einen Regenmesser so tief in den Boden einzugraben, dass sein Rand nur wenig hervorragt und den Wind nicht ablenken kann. Nipher (124) empfahl, den Regenmesser mit einem Schutztrichter zu versehen, dessen breite obere Oeffnung den oberen Rand des Regenmessers in gleicher Höhe umgiebt, während der untere enge Trichterrand den unteren Theil des Regenmessers eng umschliesst. Hierdurch wird der gegen den Apparat gerichtete Wind nach unten abgelenkt und kann die Luftbewegung über der Auffangeöffnung nicht beeinflussen. Beide Methoden der Niederschlagsmessung sind freilich für starken Schneefall ungeeignet, weil dann leicht Schnee aus der


Fig. 16. Regenmesser im Winde.

Umgebung resp. aus dem Schutztrichter in den Regenmesser geweht werden kann. Ueber die Nipher'sche Vorrichtung habe ich eine Reihe von Versuchen angestellt (125) und stets grössere Niederschlagsmengen gefunden als im ungeschützten Regenmesser. Der Unterschied stieg nicht bloss mit der Windstärke, sondern erwies sich auch besonders gross bei denjenigen Formen des Niederschlages, welche vom Winde vorzugsweise leicht abgelenkt werden können, nämlich bei Schnee und feinem Regen.

Luftdruck.

Wie im flüssigen Meere das Gewicht des Wassers einen Druck erzeugt, dessen Betrag an den einzelnen Punkten der Höhe der darüber lastenden Wassersäule entspricht, so haben wir auch am Boden des Luftmeeres den Druck auszuhalten, welcher dem Gewichte der über dem einzelnen Punkte lastenden Luftsäule entspricht. Es beträgt nämlich bei 0° und bei einem Barometerstande von 760 mm im Meeresniveau und unter 45° geographischer Breite das Gewicht eines Liters trockener, von Kohlensäure und Ammoniak befreiter Luft nach den Angaben von Regnault (126) und von Crafts (127) [umgerechnet von W. Traube (128) auf 45° Breite] 1,29306 g. Die Luftsäule, deren Gewicht am Boden wirkt, ist so hoch, dass ihr Druck durchschnittlich demjenigen einer Quecksilbersäule von 760 mm Länge gleichkommt und auf jeden Quadratcentimeter mit einer Kraft 1033,266 g wirkt. Wie jeder Flüssigkeits- oder Gasdruck ist auch der Atmosphärendruck stets senkrecht gegen die Begrenzung gerichtet, steht also überall senkrecht zur Oberfläche aller derjenigen Gegenstände, die mit der Luft in Berührung sind, unabhängig von der Richtung dieser Oberfläche. Nimmt man die Grösse der äusseren Körperoberfläche eines Menschen zu 1,60 qm an, so lastet auf dieser also ein Druck von insgesammt mehr als 16 500 kg. Die Frage, wie wir eine solche Last ertragen können, ist leicht durch den Hinweis zu beantworten, dass ja der nämliche Druck auch im Innern des Körpers wirkt und dem äusseren Drucke das Gleichgewicht hält.

Je höher ein Punkt über dem Erdboden liegt, um so kleiner ist die über ihm befindliche Luftsäule und um so geringer der Luftdruck. Die Luftschicht, deren Druck demjenigen eines Millimeters Quecksilberhöhe gleichkommt, hat bei 760 mm Luftdruck und 0° eine Höhe von 10,51 m. Diese Zahl wächst mit abnehmendem Druck und mit steigender Temperatur, weil in beiden Fällen die Dichte der Luft geringer wird und also das gleiche Luftgewicht einen grösseren Raum erfüllt. Demnach entsprechen am Boden (d. h. für 760 mm Barometerstand) einem Millimeter Quecksilberdruck bei 10 und bei 20° Luftschichten, deren Höhen 10,94 und 11,36 m betragen; in 1000 m Höhe über dem Boden (für etwa 670 mm Luftdruck) wird der Druck eines Millimeters Quecksilber

durch Luftsäulen ausgeübt, die bei 0° 11,93 m, bei 10° 12,41 und bei 20° 12,89 m hoch sind.

Diese Beziehung zwischen Höhe und Luftdruck kann zum barometrischen Höhenmessen benutzt werden, d. h. zur Bestimmung des Höhenunterschiedes zweier Orte. Es ist dafür erforderlich, dass der Luftdruck an beiden Beobachtungsorten gemessen und ausserdem die mittlere Temperatur und absolute Feuchtigkeit der zwischen ihnen liegenden Luftschicht bekannt sei. Sind diese beiden letzteren Grössen t und e, beträgt der gemessene Luftdruck unten P und oben p, und ist die geographische Breite φ, die Seehöhe H (in Metern), so ergiebt sich der in Metern ausgedrückte Höhenunterschied beider Orte aus der Formel:

$$h = 18401{,}2\,(1 + 0{,}003670\,t)\,(1 + 0{,}378\,e/p)\,(1 + 0{,}00259\,\cos 2\varphi)\,(1 + 0{,}000\,000\,196\,H)\,\log\frac{P}{p}.$$

Um vergleichbare Werthe zu haben, pflegt man die an verschiedenen Orten gemessenen Barometerstände überall da, wo nicht ein besonderer Anlass zu anderem Verfahren vorliegt, auf Meeresniveau zu reduciren, d. h. man berechnet denjenigen Luftdruck, welcher im Meeresniveau unter (resp. über) dem Beobachtungsorte stattfindet. Hierfür können die Angaben unserer Tabelle 4 S. 162 dienen.

Die Vertheilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche ist im Wesentlichen durch die Temperaturvertheilung bedingt. Jede erhebliche Verschiedenheit der Temperatur erzeugt eine im entgegengesetzten Sinne auftretende Druckverschiedenheit, weil kalte Luft schwerer, warme Luft leichter ist. Da nun die mittlere Temperatur in der Nähe des Aequators (genauer bei 10° nördlicher Breite) ihren höchsten Werth hat und gegen beide Pole hin abnimmt, so finden wir an der Nordseite des Aequators eine Zone niederen Luftdruckes, beiderseits umgeben von Gegenden mit erheblicher Druckzunahme. Aus der Temperaturvertheilung entstehen regelmässige Luftströmungen, von denen im nächsten Capitel die Rede sein wird, und welche, durch die Achsendrehung der Erde beeinflusst, das Auftreten je eines Gürtels mit hohem Druck in mittleren Breiten erzeugen; an diese schliessen sich polwärts wieder Gegenden niederen Druckes (namentlich auf der südlichen Erdhälfte). Die beiden Zonen hohen Druckes liegen etwa zwischen 30 und 40° nördlicher Breite und zwischen 20 und 30° südlicher Breite; letztere Gegend wird als Rossbreiten-Maximum bezeichnet.

Daraus ergiebt sich eine Vertheilung des Luftdruckes nach Breitengraden, welcher im Jahresmittel nach Ferrel (129), im Januar und Juli (auf Grund anderer Quellen) nach Baschin (130) folgende, auf Meeresniveau reducirten Werthe zukommen (s. Tab. S. 75).

Von diesen für jeden Breitengrad berechneten Mittelwerthen finden aber in den einzelnen Gebieten sehr erhebliche Abweichungen statt, welche der Vertheilung von Land und Meer, sowie der hieraus entstehenden Temperaturvertheilung entsprechen. Da nämlich das Binnenland im

Geogr. Breite	Nördliche Erdhälfte			Südliche Erdhälfte		
	Jahr	Januar	Juli	Jahr	Januar	Juli
80°	760,5	757,1	758,8	—	—	—
70	58,6	59,9	57,6	738,0	—	—
60	58,7	60,9	57,5	43,4	—	—
50	60,7	62,3	58,7	53,2	753,5	752,5
40	62,0	63,7	59,9	60,5	62,0	60,3
30	61,7	64,9	59,0	63,5	61,5	65,4
20	59,2	62,7	57,9	61,7	58,0	63,2
10	57,9	59,5	57,9	59,1	57,4	61,1
0	58,0	58,0	59,4	58,0	58,0	59,4

Sommer wärmer und im Winter kälter ist als die See (s. S. 16), so bilden sich über den Continenten im Sommer Gegenden geringen Luftdruckes, im Winter solche hohen Druckes, während umgekehrt die Meere im Sommer hohen, im Winter niederen Druck haben. Und weil der Januar auf der nördlichen Erdhälfte in den Winter, auf der südlichen in den Sommer fällt, so haben im Januar auf der Nordhemisphäre die Continente hohen, die Meere niederen Druck, auf der Südhemisphäre umgekehrt; im Juli dagegen auf der Nordhälfte der Erde die Meere hohen, die Continente niederen Druck, und auf der Südhälfte wiederum umgekehrt. Diese Vertheilung des (auf Meeresniveau reducirten) Luftdruckes tritt recht deutlich hervor, wenn man die in Tafel XIII wiedergegebenen Isobaren zeichnet, d. h. die Orte gleichen Luftdruckes durch Linien verbindet. Der jährliche Gang des Luftdruckes entspricht diesen Verhältnissen wenigstens insoweit, als im Innern der Continente der Winter hohen, der Sommer niederen Luftdruck bringt. Auf dem Meere sind die jährlichen Druckschwankungen geringer und an vielen zwischen Küste und Binnenland gelegenen Orten treten locale Einflüsse auf, welche Jahrescurven des Luftdruckes von keineswegs einfacher Form erzeugen.

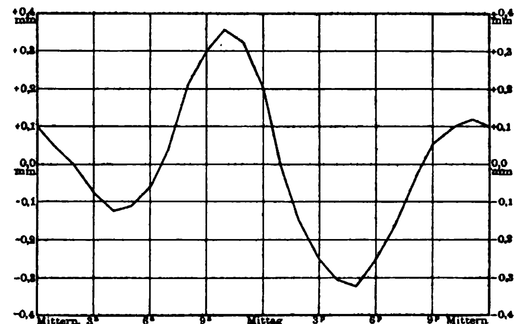


Fig. 17. Täglicher Gang des Luftdrucks in Berlin.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt gleichmässiges Verhalten, nämlich zwei an Grösse und Form etwas verschiedene Schwankungen. Als Beispiel diene der in Fig. 17 durch Abweichung vom Mittel dargestellte tägliche Gang des Luftdruckes in Berlin, bei welchem zwei Maxima (10^a und 11^p) und zwei Minima (4^a und 5^p) erkennbar sind und der Unterschied

der beiden Hauptextreme 0,68 mm beträgt. Nach Untersuchungen von Hann (131) findet sich diese Form der mittleren täglichen Barometercurve mit geringen Abweichungen in allen Theilen der Erde wieder. Man kann die Curve entstanden denken durch Uebereinanderlagerung mehrerer einfach gestalteter Einzelcurven, so dass jeder für irgend eine Stunde ermittelte Werth des Luftdruckes gleich der Summe der Einzelwerthe ist, die den verschiedenen Curven für dieselbe Stunde entsprechen würden. Hann (131) hat die Luftdruckverhältnisse von 117 verschiedenen Stationen in solcher Weise untersucht, dass für jede derselben die thatsächlich aus den Beobachtungen hergeleitete Tagescurve als Summe dreier verschiedener und regelmässig gestalteter Einzelcurven dargestellt wurde, welche einer einmaligen, zweimaligen, dreimaligen Druckschwankung entsprechen. Eintrittszeiten und Grösse dieser Schwankungen sind so berechnet, dass, wenn gleichzeitig diese in je 24 und je 12 und je 8 Stunden verlaufenden Druckwellen stattfinden, ihr gemeinsames Auftreten diejenigen Druckänderungen bewirken muss, welche thatsächlich beobachtet werden. Dass hierbei nicht etwa blosse Rechnungsgrössen hergeleitet wurden, ergiebt sich aus den charakteristischen Einzelheiten der drei verschiedenen Wellensysteme. Die einmalige (ganztägige, in 24 Stunden verlaufende) Druckschwankung zeigt vielerlei örtliche Verschiedenheiten, jedoch von solcher Art, dass eine Beziehung zum täglichen Wärmegang hervortritt. Diese ganztägige Welle, deren Maximum der kältesten Tageszeit (frühmorgens) angehört und deren Amplitude mit der täglichen Wärmeschwankung zu- und abnimmt, scheint demnach mit dem Temperaturgange in ursächlichem Zusammenhange zu stehen. Die zweimalige (halbtägige, in 12 Stunden verlaufende) Schwankung bietet viel regelmässigere Verhältnisse. Ihre Extreme treten an allen Stationen nahezu in den gleichen Stunden auf, nämlich die Maxima durchschnittlich um 9^a 50′ und 9^p 50′, die Minima um 3^a 50′ und 3^p 50′, und die Höhe dieser Schwankung, welche erheblich grösser als die der ganztägigen ist, nimmt regelmässig ab mit wachsender Seehöhe und mit wachsender nördlicher oder südlicher geographischer Breite. Die dreimalige (dritteltägige, in 8 Stunden verlaufende) Schwankung endlich ist die kleinste von allen. Ihre Grösse und ihre Eintrittszeit zeigen im Jahresmittel ganz auffallend übereinstimmende Werthe an allen Stationen, von welchen Beobachtungsmaterial vorlag. Während die einmalige Tagesschwankung auf die gleichzeitig am Boden beobachtete Temperaturschwankung wahrscheinlich zurückgeführt werden kann, fehlt es an einer ähnlichen Erklärung für die anderen Wellen.

Vielleicht kann, wie Hann (131) hervorhebt, die Wirkung der Sonnenstrahlen in den oberen Luftschichten zum Verständniss der halbtägigen Schwankung dienen. Dass in der Höhe eine starke Absorption der Sonnenstrahlung stattfindet, sahen wir oben (S. 9) bereits, und am stärksten muss natürlich eine Absorption da eintreten, wo die Strahlen einen recht langen Weg durch die Atmosphäre zu durchlaufen haben. Dies findet über

denjenigen Orten statt, für welche die Sonne gerade im Auf- oder Untergange ist und wo die Strahlen die Erdoberfläche streifend berühren, so dass sie schräger als an allen anderen Stellen die Atmosphäre durchsetzen. Diese beiden Gegenden der Atmosphäre liegen auf entgegengesetzten Seiten der Erde, und wenn hier die gleichartige Durchstrahlung der Luft an beiden Stellen gleichartig wirkt, so muss diese Wirkung für den einzelnen Ort während der täglichen Erddrehung zweimal eintreten. Besteht dieselbe in einer Aenderung des Luftdruckes, so tritt sie als täglich zweimalige (halbtägige) Druckschwankung in die Erscheinung. Nun ist freilich die beobachtete halbtägige Schwankung beträchtlich grösser als die ganztägige, und man kann, wenn diese auf Temperaturverhältnisse der unteren Luftschichten zurückgeführt wird, jene durch entsprechende Vorgänge der höheren Schichten nur unter der Voraussetzung erklären, dass der grössere Betrag der Doppelschwankung noch eine besondere Begründung findet. Eine solche ist vielleicht aus Berechnungen zu entnehmen, welche Margules (132) angestellt hat. Derselbe untersuchte rechnerisch die Schwingungen, welche unter dem Einflusse äusserer Kräfte in der Atmosphäre entstehen, insbesondere diejenigen, welche als Folge von Temperaturschwankungen gedacht werden können. Dabei fand sich, dass mit Berücksichtigung der Erddrehung, der Reibung und der sonst in Betracht kommenden Factoren unter den möglichen Schwingungen eine westwärts gerichteten Welle mit der Schwingungsdauer (Umlaufszeit) von 11,94 Stunden hergeleitet werden kann. Diese Schwingung ist mit der Bewegung eines Pendels oder eines tönenden Körpers (Stimmgabel, Saite) zu vergleichen, deren Eigenschwingungen gleichfalls eine bestimmte Dauer haben. Regelmässig auf einander folgende kleine Erschütterungen setzen ein Pendel nur dann in erhebliche Bewegung, wenn sie ebenso rasch auf einander folgen, wie die Schwingungen, deren das Pendel fähig ist. Stimmgabel oder Saite beginnen zu tönen, wenn sie durch Schallwellen getroffen werden, deren Zahl in der Secunde ebenso gross ist, wie bei dem Eigenton der Stimmgabel oder Saite. Wirken dagegen auf das Pendel Erschütterungen, welche rascher oder langsamer als die Eigenschwingungen des Pendels erfolgen, so geräth dies nur in geringes Schwanken. Ebenso bleibt die Stimmgabel und die Saite ruhig, wenn ein anderer Ton als der ihnen eigene erklingt. Und demgemäss können wir uns auch vorstellen, dass die in der Atmosphäre mit 12 stündigem Abstande von der Sonnenstrahlung erregten Erschütterungen eine starke Schwingungsbewegung erzeugen, weil ihr Zeitunterschied sehr nahe mit der Dauer 11,94 Stunden einer möglichen Eigenschwingung der Atmosphäre zusammenfällt, während die in anderer Zeitfolge geschehenden Erschütterungen, welche nicht mit dem Rhythmus einer möglichen Eigenschwingung zusammenfallen, von geringerer Wirkung sind.

Auf diese Art kann man das Entstehen und die Grösse der halbtägigen Luftdruckschwankung vielleicht erklären. Nicht vorstellen

darf man sich aber, dass diese Schwankung etwa der atmosphärischen Fluth und Ebbe zuzuschreiben sei. Bei der weit verbreiteten Neigung, in dieser und allen möglichen anderen Witterungserscheinungen eine Wirkung des Mondes zu suchen, ist es vielleicht zweckmässig, einige diesbezügliche Erwägungen hier folgen zu lassen. Die als „Gezeiten“ des Meeres bezeichneten Erscheinungen der Fluth und Ebbe werden in der That der Mondwirkung zugeschrieben, nämlich denjenigen Aenderungen der Schwere, welche aus der wechselnden Stellung des Mondes zur Erde sich ergeben. Es seien in Fig. 18 *E* und *M* die Mittelpunkte der Erde und des Mondes, der Kreis *abcd* bedeute den Umfang der vom Monde nicht beeinflussten Erde, welche wir uns zunächst völlig mit Wasser bedeckt denken wollen. Zwischen Erde und Mond findet gegenseitige Anziehung statt, und die Erde weicht um einen gewissen Betrag gegen den Mond hin von derjenigen Bahn ab, die sie ohne Mondwirkung beschreiben würde. Da aber die Stärke der Anziehung von der Entfernung abhängt und mit wachsender Entfernung abnimmt, so wird die dem Monde zugewendete und nächste Stelle *a* der Erdoberfläche stärker als die ganze übrige Erde gegen den Mond hingezogen und gelangt nach *a'*. Umgekehrt ist an der vom Monde abgewendeten, von ihm am weitesten entfernt liegenden Stelle *b* der Erdoberfläche die Anziehung nach dem Monde hin geringer als an der ganzen übrigen Erde; diese Stelle wird also am wenigsten gegen den Mond hingezogen, bleibt gewissermaassen zurück bei der gegen den Mond gerichteten Abweichung der Erde aus ihrer Bahn, und gelangt also nach *b'*. Es bilden sich an den beiden Stellen *a* und *b* Erhöhungen, Anhäufungen des Wassers, welches nach unserer Annahme den Erdball bedeckt, und demnach wird von den dazwischen liegenden Theilen der Erdoberfläche *c* und *d* eine entsprechende Wassermasse abfliessen, so dass die Oberfläche dort bis *c'* und *d'* sinkt. Mit anderen Worten: an denjenigen beiden Stellen der Erdoberfläche, welche die geringste und die grösste Entfernung vom Monde haben, ist Fluth, an den dazwischen liegenden Theilen Ebbe. Berücksichtigt man die Massen der Erde und des Mondes, ihren Abstand und die Grösse der Erde, so ist es leicht zu berechnen, dass, wo der Mond im Zenit oder im Nadir, d. h. senkrecht über oder unter dem Beobachter steht, die Schwere um ein Zehn-

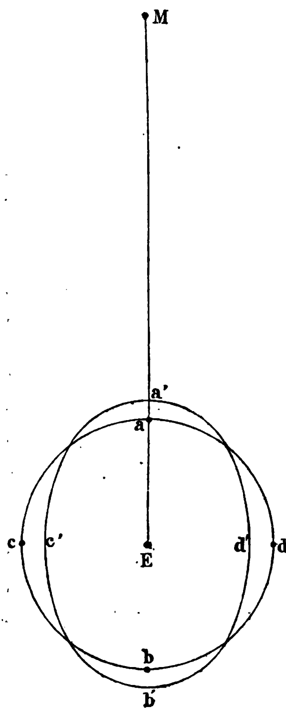


Fig. 18. Fluth und Ebbe.

millionstel ihrer Grösse verringert ist, und dass hieraus eine Fluth entstehen muss, bei welcher die Wasseroberfläche etwa 60 cm höher als zur Ebbezeit steht. Wo der Mond nicht bis zum Zenit steigt, ist auch die Fluthhöhe entsprechend geringer. Da nun der Mond in etwa 24 Stunden 50 Minuten seinen scheinbaren täglichen Umlauf um die Erde vollendet, muss in der gleichen Zeit an jedem einzelnen Orte die ganze Reihe der Erscheinungen, nämlich zweimalige Fluth und Ebbe vorübergehen. Wie der Mond, so hat auch die Sonne eine Einwirkung auf das Meer, welche auf die nämliche Art berechnet werden kann. Der Abstand der Sonne von der Erde ist aber im Vergleich zum Erddurchmesser so viel grösser als der Mondabstand, dass trotz der so viel bedeutenderen Masse der Sonne diese nur eine Fluth erzeugen kann, welche etwa zwei Fünftel der Mondfluth beträgt. Beide Weltkörper wirken zur Zeit des Vollmondes und des Neumondes gleichsinnig auf das Meer und erregen die Springfluthen, während bei Halbmond die Mondfluth mit der Sonnenebbe (und umgekehrt) zusammentrifft, so dass alsdann nur Nippfluthen entstehen.

Von der Wirklichkeit weichen unsere Annahmen nun aber insofern ab, als thatsächlich nicht, wie wir voraussetzten, die Erde völlig mit Wasser bedeckt ist. Wo die mit dem Mond von Osten heranziehende Fluthwelle die Küste eines Erdtheiles erreicht und gegen dieselbe brandet, muss durch Anstauen des nachdrängenden Wassers eine viel grössere Fluthhöhe entstehen als im offenen Meere. Aus diesem Grunde sehen wir, wie auf einsamen Inseln die Fluthhöhe 60 bis 70 cm, an ausgedehnten Küsten aber mehrere (stellenweise bis 20) Meter beträgt. Geht man nun von diesen Erscheinungen des Meeres zu denjenigen der Atmosphäre über, so ist eine entsprechende Einwirkung des Mondes auch da zu erwarten, und man kann für die Berechnung diesmal die vorher vorübergehend gemachte Annahme, dass der Erdball überall von Flüssigkeit bedeckt sei, aufrecht erhalten, denn das Luftmeer umgiebt in der That die ganze Erde und wird in seinen Bewegungen nicht merklich gehemmt durch die an seinem Grunde stehenden Gebirge. Darum dürfen wir auch ohne Weiteres die vorher erwähnte Fluthhöhe von etwa 60 cm (für Mondculmination im Zenit) als Höhe der atmosphärischen Fluth annehmen. Denn ein Unterschied zwischen Wasser und Luft besteht für diese Betrachtung nicht. Um dies zu verstehen, denken wir uns die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte durch Niveauflächen dargestellt, d. h. durch solche Flächen, welche in jedem ihrer Punkte senkrecht zu der daselbst wirkenden Gesammtkraft gerichtet sind. Die Bezeichnung dieser Flächen rührt daher, dass eine Flüssigkeit, welche sich im Gleichgewicht befindet, stets durch eine solche Niveaufläche begrenzt wird. Denn wenn auf irgend eine Stelle der Oberfläche eine anders als senkrecht gerichtete Kraft wirkte, würde die Flüssigkeit dadurch bewegt werden, und es würden die Flüssigkeitstheilchen so lange gegen einander verschoben werden, bis die Oberfläche in allen Theilen

zu den wirkenden Kräften senkrecht steht und die Kräfte nun überall gleich stark auf die Flüssigkeit wirken, sich also gegenseitig im Gleichgewicht halten. Ohne Mondwirkung und ohne Erddrehung würden die Niveauflächen, welche die Erdanziehung darstellen, concentrische Kugelschalen sein, deren eine die Meeresoberfläche wäre. Die tägliche Erddrehung erzeugt durch Centrifugalkraft eine Verringerung der Schwere gegen den Aequator hin; die bei ruhender Erde überall radial nach dem Erdmittelpunkte hin gerichtete Anziehung erleidet eine Richtungsänderung im Sinne einer Neigung von der Erdachse weg, weil die hinzugekommene Centrifugalkraft von der Erdachse fort gerichtet ist. Die Niveauflächen, welche senkrecht auf der Richtung der Kraft stehen, werden in der Richtung der Centrifugalkraft aus einander getrieben, auch die Meeresfläche nimmt an dieser Formänderung theil, und die Erde erscheint demnach abgeplattet. Kommt hierzu noch die Mondwirkung, so verstärkt sie die Anziehungskraft in der Richtung der Verbindungslinie Erde—Mond und erzeugt eine Dehnung der Niveauflächen in derselben Richtung; an den Stellen *a* und *b* der Fig. 18 (S. 78), wo die Fluthberge auftreten, liegt jetzt eine jede Niveaufläche um etwa 60 cm höher als ohne Mondwirkung, darunter auch diejenige Niveaufläche, mit welcher die Oberfläche der Flüssigkeit zusammenfällt.

Aus der Definition der Niveauflächen folgt ferner, dass sie auch als Flächen gleichen Druckes bezeichnet werden können; die freie Flüssigkeitsoberfläche hat in allen ihren Punkten den Flüssigkeitsdruck Null, darunter liegen weitere Flächen, welche je einen constanten Druck enthalten, dessen Werth nach abwärts immer grösser wird. Ebenso darf man auch in der Luft die Niveauflächen als Flächen gleichen Druckes ansehen, und indem dieselben zur Fluthzeit um 60 cm gehoben werden, herrscht an jeder einzelnen Stelle jetzt derjenige Druck, welcher bei Ebbe um 60 cm tiefer stattfindet. Die hierbei entstehende Aenderung des Druckes kann daher nicht mehr betragen, als dem Gewichte einer Luftschicht von 60 cm Mächtigkeit entspricht. Da nun bei mittlerer Temperatur am Boden einem Millimeter Quecksilberdruck nach S. 73 das Gewicht einer Luftschicht von etwa 11 m Dicke gleichkommt, so üben 60 cm Luftdicke nicht mehr Druck aus als etwa 0,05 mm, d. i. ein zwanzigstel Millimeter Quecksilberhöhe. Und dies ist also die Aenderung des Luftdruckes, welche durch den Wechsel atmosphärischer Fluth und Ebbe höchstens entstehen kann.

Dass eine so geringfügige Druckänderung von merklicher Einwirkung auf das Wetter sein sollte, ist recht unwahrscheinlich; noch viel unwahrscheinlicher aber ist die Möglichkeit, dergleichen Vorgänge bei der Voraussagung des Wetters zu benutzen. Beschränkt man sich auf die Form der Curve, welche den täglichen Gang des Luftdruckes darstellt (z. B. Fig. 17, S. 75), so könnte dabei wohl an die atmosphärische Fluth und Ebbe als Ursache dieser Druckschwankungen gedacht werden, wobei freilich nicht sowohl dem Monde, als vielmehr der Sonne die beobach-

teten Aenderungen zugeschrieben werden müssten, da diese während des Sonnentages verlaufen. Wird aber ausser der Form auch die Grösse der Druckschwankungen beachtet, so kommt einerseits in Betracht, dass die Sonne, wie oben erwähnt, nur etwa zwei Fünftel der vom Monde erzeugten Fluthhöhe hervorbringen, also den Barometerstand höchstens um ungefähr 0,02 mm ändern kann, während andererseits die in Wirklichkeit beobachteten täglichen Schwankungen des Luftdruckes, z. B. in Berlin, Beträge erreichen, deren mehrjähriger Durchschnitt 0,68 mm ist. Zerlegt man, wie oben beschrieben, diese Schwankungen in ganztägige, halbtägige u. s. w. Wellen, so beträgt die Höhe der halbtägigen (deren Form freilich an atmosphärische Gezeiten erinnert) nach Hann (131) für Wien 0,306 mm, für Batavia sogar 0,950 mm, und nach meiner Berechnung (133) für Berlin 0,231 mm und für Hamburg 0,507 mm, zeigt also überall viel höhere Werthe als sie atmosphärischen Flutherscheinungen zugeschrieben werden können.

Solche Gegenden, in welchen der Luftdruck grösser, und solche, in welchen er kleiner ist als in der Umgebung, nennt man barometrische Maxima und Minima. Von ihnen soll weiter unten die Rede sein.

Als Abschluss dieses Capitels seien einige auf die Messung des Luftdruckes bezüglichen Einzelheiten zusammengestellt. Man bedient sich dazu des Barometers, dessen älteste und zugleich zuverlässigste Form das Quecksilberbarometer ist. Es besteht aus einer oben geschlossenen und zum grösseren Theil mit Quecksilber gefüllten Glasröhre, welche in aufrechter Stellung so befestigt ist, dass ihr unteres offenes Ende in einem gleichfalls mit Quecksilber gefüllten Gefässe steht, während der vom Quecksilber freie oberste Theil luftleer (Torricelli's Vacuum) ist; oder das Rohr ist unten derartig gebogen, dass der offene Theil als kürzerer Schenkel nach aufwärts gerichtet ist. Im ersteren Falle heisst es Gefäss-, im letzteren Heberbarometer. Auf beide Formen kann das Gesetz der communicirenden Röhren angewendet werden, denn der gesammte Druck, welcher im Gefässe oder im offenen Schenkel des Barometers durch das Quecksilber und durch den auf dessen Oberfläche lastenden Atmosphärendruck ausgeübt wird, muss im Gleichgewichte gehalten werden durch den im geschlossenen Schenkel allein wirksamen Quecksilberdruck. Diejenige Länge, um welche das Quecksilber im geschlossenen Schenkel höher steht als im offenen, ist ein Maass für den Luftdruck; eine am Instrumente angebrachte Millimetertheilung gestattet, diese Länge zu messen. Um aber die zu verschiedenen Zeiten abgelesenen Werthe mit einander vergleichen zu können, muss für jede Ablesung des Quecksilberbarometers die Reduction auf 0° stattfinden, d. h. es muss ausgerechnet werden, welches der Barometerstand sein würde, wenn das ganze Instrument die Temperatur von 0° hätte. Da sowohl das Quecksilber wie die Millimeterscala sich bei steigender Temperatur ausdehnen, so erscheint bei mehr als 0° die einem gewissen Luftdrucke gleichwerthige Quecksilbersäule zu lang in

Folge ihrer eigenen Ausdehnung, ausserdem aber auch zu kurz wegen der gleichzeitigen Ausdehnung der Scala. Indessen dehnt das Quecksilber sich stärker aus als das Material der Scala (meist Messing, zuweilen auch Glas), und so besteht die Reduction auf 0° bei Temperaturen über 0° im Abziehen, unter 0° im Addiren einer gewissen Grösse, die beispielsweise bei 760 mm Luftdruck für je 1° etwa 0,12 mm beträgt. Genaueres enthält Tabelle 2, S. 160.

Ferner muss die Schwerecorrection an dem abgelesenen Barometerstande angebracht, d. h. derselbe auf dasjenige specifische Gewicht des Quecksilbers reducirt werden, welches in 45° geographischer Breite und im Meeresniveau stattfindet. Da nämlich die Schwerkraft so gedacht werden kann, als ginge sie vom Erdmittelpunkte aus, so wird ihr Betrag sich mit dem Abstande von jenem Punkte ändern, auf Bergen kleiner und im Thale grösser sein. Und wegen der Erdabplattung, welche den Abstand vom Erdmittelpunkte an den Polen verringert, nach dem Aequator hin aber vermehrt hat, nimmt die Grösse der Schwerkraft vom Aequator nach beiden Polen hin zu. Das Gleiche findet ausserdem auch noch statt in Folge der aus der Erddrehung entstehenden Centrifugalkraft, welche von der Erdachse weg gerichtet und also am Aequator der Schwerkraft gerade entgegengesetzt ist, mit wachsender geographischer Breite aber von dieser immer mehr abweicht. Die berechnete Schwerecorrection beträgt bei 760 mm Luftdruck und in mittleren Breiten für 10° Breitenunterschied etwa 0,66 mm, für 100 m Höhenunterschied etwa 0,014 mm (s. Tabelle 3, S. 161). Uebrigens scheint an vielen Orten die wirkliche Schwerkraft von diesem berechneten Werthe etwas abzuweichen, vermuthlich in Folge unregelmässiger Massenvertheilung.

Eine andere Form des Barometers ist diejenige des Aneroid- oder Metallbarometers. Es besteht hauptsächlich aus einer dünnwandigen und allseitig verschlossenen Metalldose von ungefähr cylindrischer Gestalt, deren Inneres verdünnte Luft enthält, während auf die Aussenfläche der Luftdruck wirkt. Die Unterseite dieser Dose ist in einem Gehäuse befestigt, die Oberseite hingegen kann den Aenderungen des Luftdruckes folgen, denn indem dieser die ganze Dose zusammenzudrücken sucht, wird deren Oberseite mit wachsendem Drucke nach innen, mit abnehmendem Drucke nach aussen sich biegen. Ihre Bewegungen werden durch geeignete Vorrichtungen auf einen Zeiger übertragen und von diesem an einer Scala sichtbar gemacht. Das Aneroid ist, namentlich auf Reisen, sehr viel bequemer als das Quecksilberbarometer, steht diesem aber an Genauigkeit bedeutend nach. Um sichere Ablesungen von einem Aneroid zu ermöglichen, muss es thunlichst häufig durch Vergleichen mit einem einwandfreien Quecksilberbarometer controlirt werden.

Als Ersatz für das Barometer kann, wo geringere Genauigkeit verlangt wird, das Hypsothermometer dienen, bestehend aus einem

Metallgefäss sammt Erhitzungsvorrichtung zum Sieden von Wasser und einem genau gearbeiteten Thermometer, mittels dessen man die Siedetemperatur des Wassers bestimmt. Da diese vom Luftdruck abhängt, kann sie als Maass für den Druck dienen. Bei den in folgender Tabelle genannten Siedetemperaturen sind die zugehörigen Werthe des Luftdruckes nach Broch (37) angegeben:

100°	760,00 mm	96°	657,40 mm	92°	566,72 mm
99	733,16 „	95	633,66 „	91	545,76 „
98	707,13 „	94	610,64 „	90	525,47 „
97	681,88 „	93	588,34 „		

Sollen die an einem Orte gewonnenen Luftdruckbeobachtungen mit denjenigen eines anderen Ortes verglichen werden, so müssen sie auf Meeresniveau reducirt werden. Beispielsweise muss eine solche Umrechnung dem Zeichnen einer Wetterkarte vorhergehen, weil sonst dabei Unregelmässigkeiten erscheinen würden, die nicht in der Luftdruckvertheilung, sondern bloss in der verschiedenen Höhenlage der Stationen ihren Ursprung haben. Die Reduction des Barometerstandes auf Meeresniveau geschieht durch Hinzufügen desjenigen Betrages, welcher dem Druck einer Luftsäule gleichkommt, die vom Meeresniveau bis zur Höhe der Quecksilberoberfläche im offenen Schenkel des Barometers reichen würde. Man muss dazu also die Seehöhe des Barometers (d. h. seine Höhe über Meeresniveau), sowie Temperatur und Feuchtigkeit der Luft kennen und kann sich für die Berechnung der barometrischen Höhenformel (S. 74) bedienen, in welcher dann die Höhendifferenz zweier Orte sowie der Barometerstand des oberen von ihnen bekannt, derjenige des unteren (Meeresniveau) zu berechnen ist. Siehe auch Tab. 3.

Wind.

Unter Wind verstehen wir horizontale Bewegung der Luft. Die vielfach vorkommenden auf- und absteigenden Bewegungen pflegen wir, wenigstens am Boden ebener Gegenden, nicht zu empfinden. Hervorgerufen wird der Wind durch Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Landstrichen und durch das in der elastischen Luft vorhandene Streben nach Ausgleich solcher Unterschiede, welches in der Gegend hohen Druckes auf Verminderung und in der Gegend niederen Druckes auf Vermehrung der vorhandenen Luftmassen gerichtet ist. Die Druckunterschiede aber sind wiederum auf Verschiedenheit der Temperatur zurückzuführen, und man kann die Beziehungen zwischen Temperatur, Druck und Bewegung etwa in folgender Art sich vorstellen. Eine Luftsäule von grosser Höhe werde in ihrem unteren Theile erwärmt. Die auf höhere Temperatur gebrachte Luft wird leichter als vorher, sie dehnt sich aus, und zwar sowohl nach den Seiten wie auch nach oben.

Die seitliche Ausdehnung bewirkt, dass der untere Theil der Säule nun breiter ist als vor der Erwärmung und seinen Druck über eine grössere Grundfläche vertheilt. Die ursprüngliche Grundfläche hat daher jetzt einen geringeren Druck zu ertragen und ebenso alle anderen Stellen der Säule, welche innerhalb des erwärmten Theiles liegen, weil über einer jeden solchen Stelle die Verbreiterung der Säule noch wirkt. Der Betrag dieser Druckverminderung ist am grössten in der Grundfläche der Säule, nimmt nach oben hin ab und erreicht den Werth Null etwa an derjenigen Stelle, bis zu welcher die Erwärmung reicht. Die mit der Temperaturerhöhung eingetretene Ausdehnung nach oben hat zur Folge, dass die ganze Säule länger wird, insbesondere gelangt der obere, nicht erwärmte Theil in eine etwas grössere Höhe, und also findet sich in diesem Theile jeder einzelne Druckwerth jetzt an etwas höherer Stelle, als derselbe Druck vorher war, und auch höher als der gleiche Druck in der unverändert gebliebenen Umgebung der Säule. Die Erwärmung des unteren Theiles einer Luftsäule bewirkt demnach, dass der Druck im unteren Theile kleiner, im oberen Theile grösser ist als ringsumher. Befindet sich die Grundfläche der Säule nicht am Boden, sondern in freier Luft, so wird ihre nach unten gerichtete Verlängerung die gleiche Druckverminderung erfahren, wie sie in der Grundfläche der Säule stattfindet. Die so entstandene neue Druckvertheilung stellt nun aber eine Gleichgewichtsstörung dar und erzeugt diejenigen Bewegungen, welche das Gleichgewicht wieder herzustellen vermögen: unten wird durch den höheren Druck der Umgebung Luft nach der Säule hingetrieben, oben durch den höheren Druck der Säule Luft nach aussen getrieben. Indem hierbei das Gleichgewicht in horizontaler Richtung sich herzustellen beginnt, entsteht eine Störung des verticalen Gleichgewichtes, denn in der Säule wird der Druck unten durch Einströmung der Luft grösser, oben durch Abströmen der Luft kleiner als vorher, und in der Umgebung tritt das Umgekehrte ein. Daraus bildet sich in der Säule ein aufsteigender, rings um sie ein absteigender Strom. Die ganze Bewegung dauert so lange, wie die sie erzeugende Ursache, nämlich die Temperaturdifferenz zwischen der Säule und ihrer Umgebung sammt den hieraus entstandenen Druckdifferenzen. Bilden kann sich eine solche Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch örtliche Erwärmung des Bodens und der ihm anliegenden Luft oder auch durch Erwärmung einer Stelle in der freien Atmosphäre, etwa in Folge von Condensation gesättigten Dampfes unter Freiwerden latenter Wärme. Ohne Weiteres klar dürfte zugleich die Möglichkeit des entgegengesetzten Vorganges sein, nämlich der örtlichen Abkühlung, welche unten Druckvermehrung und Abströmen der Luft nach allen Seiten, oben Druckverminderung und Zusammenströmen von allen Seiten, in der Mitte absteigende und ringsum aufsteigende Strömung erzeugt.

Wendet man diese Erwägungen auf die thatsächlichen Witterungserscheinungen an, so scheint daraus hervorzugehen, dass überall, wo

Gegenden verschiedenen Druckes an einander grenzen, der Wind am Boden vom hohen zum niederen Druck und in der Höhe umgekehrt wehen und also stets eine Richtung haben muss, welche auf den Isobaren senkrecht steht. Da aber ein solcher Schluss mit der Erfahrung keineswegs übereinstimmt, muss unsere vorstehende Betrachtung unvollständig sein. Und in der That ist ein sehr wesentlicher Umstand noch nicht erwähnt, nämlich die Einwirkung der Erddrehung auf die Windrichtung. Die Wirkung besteht in der Ablenkung, die einem jeden in irgend einer Richtung bewegten Körper ertheilt wird, und welche auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links gerichtet ist. Den Nachweis solcher Ablenkung führt man zweckmässig getrennt für Bewegungen von nördlicher oder südlicher und solche von östlicher oder westlicher Richtung. Wir denken uns daher zunächst auf der nördlichen Erdhälfte zwei Punkte *A* und *B*, die auf dem gleichen Meridian liegen und zwar *B* genau nördlich von *A*. Ein in *A* befindlicher ruhender Körper nimmt Theil an der von seiner Umgebung ausgeführten täglichen Drehung um die Erdachse und schreitet also nach Osten mit solcher Geschwindigkeit fort, dass der durch *A* gehende Parallelkreis in 24 Stunden durchlaufen wird. Treibt irgend eine Kraft diesen Körper von *A* gegen Norden, so behält er ausserdem seine ostwärts gerichtete Bewegung bei, gelangt aber nach nördlicheren Gegenden, in welchen die ostwärts gerichtete Geschwindigkeit geringer ist, weil mit wachsender geographischer Breite die Grösse des täglich zu durchlaufenden Parallelkreises abnimmt. Darum wird der nach Norden hin getriebene Körper seiner neuen Umgebung nach Osten vorauseilen und also östlich, d. h. rechts, von derjenigen Bahn abweichen, die er ohne Erddrehung zurücklegen würde. Geschieht dagegen die Bewegung südwärts von *B* nach *A*, so wird der Körper umgekehrt in Gegenden getrieben, welche rascher nach Osten fortschreiten als die Orte, aus welchen er herkommt; er bleibt also gegen diese zurück und weicht von der ursprünglich gegen Süden gerichteten Bewegung westwärts, d. i. ebenfalls rechts ab.

Zur Betrachtung entsprechender Vorgänge bei östlicher oder westlicher Bewegung muss die aus der Erddrehung entstehende Centrifugalkraft berücksichtigt werden. Ihre Richtung führt von der Erdachse weg und bildet die Verlängerung für einen Radius des Parallelkreises, auf welchem der gerade beobachtete Punkt liegt. Auf der nördlichen Erdhälfte ist die Centrifugalkraft also schräg aufwärts und gegen Süden gerichtet. Beschränken wir uns auf Betrachtung horizontaler Bewegungen, so können wir sagen, dass jeder Vorgang, welcher die Centrifugalkraft vermehrt (oder vermindert), dem Auftreten einer südwärts (oder nordwärts) gerichteten Kraft gleichgeachtet werden kann. Da nun ein auf dem Parallelkreise nach Osten getriebener Körper rascher die Erdachse umkreist, als wenn er auf der Erdoberfläche ruhte, so wird durch seine Bewegung die auf ihn wirkende Centrifugalkraft vermehrt und er weicht

darum nach Süden (rechts) ab. Wird er dagegen nach Westen getrieben, so umkreist er die Erdachse langsamer als auf der Erde ruhend, erleidet also eine verminderte Centrifugalkraft und weicht demnach von seiner Bewegungsrichtung nach Nord (ebenfalls rechts) ab.

Ganz in derselben Weise kann für die südliche Erdhälfte eine entsprechende, dort aber nach links gerichtete Ablenkung hergeleitet werden. Führt man die Betrachtung rechnungsmässig durch, so ergiebt sich die gleiche Grösse der Ablenkung für nördliche oder südliche wie für östliche oder westliche Bewegung, und da aus den vier Richtungen jede beliebige Bewegung zusammengesetzt werden kann, ist die Grösse der Ablenkung unabhängig von der Bewegungsrichtung des betrachteten Körpers. Sie erweist sich ferner proportional mit der Geschwindigkeit des bewegten Körpers und mit dem Sinus der geographischen Breite, wobei nördliche Breite positiv, südliche negativ in Rechnung zu ziehen ist. Demnach wird ein jeder auf der Erdoberfläche bewegte Körper durch die Erddrehung abgelenkt, auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links, und um einen Betrag, der am Aequator Null ist und mit wachsender geographischer Breite zunimmt.

Dies schon vorher bekannte Gesetz wurde von Ferrel (134) auf die Bewegung der Luft und des Meeres angewendet; die Form des vorstehenden Beweises rührt von Thiesen (135) her. Schon vorher hatte man die Entstehung der Winde in ähnlichem Sinne studirt. Bereits Brandes (136) kannte die ursächliche Beziehung der Stürme zu den Druckunterschieden benachbarter Orte; Espy (137) machte auf die Bedeutung des aufsteigenden Luftstromes und der allseitig gegen das Sturmcentrum gerichteten Winde aufmerksam; besonders aber zeigte Buys-Ballot (138) an den Beobachtungsergebnissen holländischer Stationen, welcher Zusammenhang zwischenLuftdruck und Wind besteht. Das nach ihm genannte Buys-Ballot'sche Gesetz (auch als barisches Windgesetz bezeichnet) ergiebt sich ohne Weiteres aus den vorstehenden Erwägungen. Die zwischen Gegenden verschiedenen Luftdruckes auftretenden und auf Herstellung des gestörten atmosphärischen Gleichgewichtes gerichteten Kräfte, sowie die aus der Erddrehung resultirende Ablenkung als gegeben annehmend, können wir daraus das genannte Gesetz herleiten, welches lautet:

Der Wind weht aus den Gegenden höheren nach denjenigen tieferen Druckes, jedoch nicht in der zu den Isobaren senkrechten (kürzesten) Bahn, sondern von dieser auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

Daraus ergiebt sich die ganz allgemeine Regel, dass der Wind auf der nördlichen Erdhälfte den höheren Druck rechts und etwas rückwärts, den niederen links und etwas vorwärts hat, auf der südlichen Erdhälfte umgekehrt.

Was ferner die Werthe der in Betracht kommenden Grössen anbetrifft, so ist die Windstärke natürlich von der den Wind erzeugenden Ursache abhängig, d. h. von der Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Gegenden. Als Maass für diese Verschiedenheit dient der barometrische Gradient, d. i. der Unterschied des Luftdruckes zweier Orte, deren Verbindungslinie zu den Isobaren senkrecht steht, und deren Abstand 111 km (einen Aequatorgrad) beträgt. Je grösser der Gradient ist, um so näher liegen die Isobaren an einander, und um so stärker muss der Wind sein. Die Richtung des Gradienten ist, wie leicht einzusehen, diejenige, welche der Wind haben müsste, wenn die ablenkende Kraft der Erddrehung nicht wirkte. Da diese Kraft aber thatsächlich auftritt, besteht zwischen den Richtungen des Gradienten und des Windes ein gewisser Winkel, der Ablenkungswinkel, welcher (wie die Ablenkung selbst) am Aequator gleich Null ist und von da nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite zunimmt. Im Allgemeinen erreicht er nicht den Werth von 90° und beträgt auf dem Festlande unserer Breiten 50 bis 60°; er wächst mit abnehmender Reibung, ist also auf dem Meere, wo die Luft weit geringere Reibung hat, grösser als auf dem Lande.

Die Beobachtung des Windes hat dessen Richtung und Stärke festzustellen. Als Windrichtung benennt man diejenige, aus welcher der Wind weht, und bedient sich zum Bezeichnen der Himmelsrichtungen Nord, Ost, Süd, West der Buchstaben N, E, S, W. Das Zeichen E (vom englischen East) ist namentlich im internationalen Verkehr für Ost desshalb gewählt, weil O im Französischen West (Ouest) bedeuten würde und ausserdem mit Null verwechselt werden könnte. Die Windstärke wird bei den täglichen Witterungsbeobachtungen meist schätzungsweise angegeben und zwar nach der sogenannten Beaufort-Scala unter Benutzung der in umstehender Tabelle erwähnten Kennzeichen. Die dazu in Millimetern Quecksilberdruck angegebenen Werthe des Gradienten sind von Sprung (139) aus Schätzung der Windstärke und Messung des zugehörigen Gradienten an deutschen Küstenstationen hergeleitet, die Windgeschwindigkeiten (Meter pro Secunde) durch Hann (140) aus Vergleichungen entnommen, welche zwischen geschätzten Windstärken und den Angaben von Messinstrumenten durch Waldo, Mohn und Meyer mit fast übereinstimmendem Ergebniss ausgeführt wurden. Die Kennzeichen der einzelnen Windstärken sind der Instruction für die Beobachter des Königlich Preussischen Meteorologischen Instituts entnommen.

Die Entstehung des Windes aus der Temperaturvertheilung und der ablenkende Einfluss der Erddrehung bilden die Grundlage für eine von Oberbeck (141) gegebene Herleitung der auf der gesammten Erde herrschenden Windcirculation. Ohne Erddrehung würden die vorhandenen Temperaturunterschiede der verschiedenen Breiten dahin führen, dass am Aequator zwischen 35° 16′ nördlicher und südlicher Breite

Windstärke nach Beaufort-Scala	Bezeichnung	Gradient mm	Geschwindigkeit mps	Kennzeichen
0	Windstille	—	—	Vollkommene Windstille.
1	Leiser Zug	—	1,5	Der Rauch steigt fast gerade empor.
2	Leicht	1,19	3,7	Für das Gefühl eben bemerkbar.
3	Schwach	1,44	6,2	Bewegt einen leichten Wimpel, auch die Blätter der Bäume.
4	Mässig	1,81	8,8	Streckt einen Wimpel, bewegt kleine Zweige der Bäume.
5	Frisch	2,14	11,8	Bewegt grössere Zweige der Bäume, wird für das Gefühl schon unangenehm.
6	Stark	2,61	15,0	Wird an Häusern und anderen festen Gegenständen hörbar, bewegt grosse Zweige der Bäume.
7	Steif	—	18,8	Bewegt schwächere Baumstämme, wirft auf stehendem Wasser Wellen auf, welche oben überstürzen.
8	Stürmisch	—	24,0	Ganze Bäume werden bewegt; ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merklich aufgehalten.
9	Sturm	—	32,8	Leichtere Gegenstände, wie Dachziegel u. s. w. werden aus ihrer Lage gebracht.
10	Voller Sturm	—	50,0	Bäume werden umgeworfen.
11	Schwerer Sturm	—	—	Zerstörende Wirkungen schwerer Art.
12	Orkan	—	—	Verwüstende Wirkungen.

ein aufsteigender Strom, in höheren Breiten eine absteigende Strömung herrschte, ausserdem in Richtung der Meridiane eine unten gegen den Aequator, oben gegen die Pole gerichtete Bewegung. Diese letztere horizontale Strömung müsste weitaus die stärkere sein und sich zu der verticalen verhalten wie der Erdradius zur Höhe der Atmosphäre. Tritt hierzu nun die mit der geographischen Breite wechselnde Wirkung der Erddrehung, welche den Wind auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links ablenkt, so entsteht das in Fig. 19 dargestellte Windsystem. Die am Aequator aufgestiegene Luft wird auf der nördlichen Halbkugel in der Höhe gegen Norden getrieben und gewinnt durch die Rechtsablenkung eine aus Südwest kommende Bewegung. Nachdem sie mit zunehmender Drehung in Westwind übergegangen und zugleich bis zu hohen Breiten gelangt ist, steigt sie dort herab und fliesst unten mit fortdauernder Rechtsdrehung zuerst als Nordwest-, dann als

Nord- und Nordostwind gegen den Aequator zurück, um hier von Neuem den Kreislauf zu beginnen. Die obere, vom Aequator kommende Strömung nennt man Aequatorialstrom, die untere, vom Pol kommende Polarstrom. Entsprechend ist, wie auf der Zeichnung ersichtlich, das Windsystem der südlichen Halbkugel beschaffen. Die obere Weströmung hat auf beiden Hemisphären einen längeren Weg zurückzulegen und ist von erheblich grösserer Stärke als der untere Wind.

Mit den herrschenden Druckverhältnissen erscheint diese Windvertheilung völlig vereinbar. Bedenkt man noch, dass die in der Höhe nach den Polen hin strömenden Luftmassen mit wachsender geographischer Breite immer engere Bahnen finden und in den langsamer fliessenden

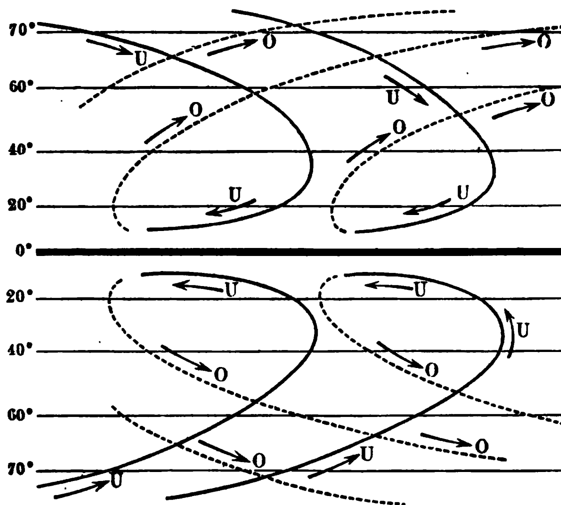


Fig. 19. Allgemeines Windsystem der Erde nach Oberbeck.

Unterwind zum Theil hineindringen, so erscheint auch das Auftreten höheren Druckes in etwa 30⁰ nördlicher und südlicher Breite (S. 74) verständlich.

Die Vertheilung von Wasser und Land, welche bei den vorstehend geschilderten Studien nicht berücksichtigt wurde, veranlasst natürlich vielerlei örtliche Abweichungen des Windes von jener Vertheilung. Im Allgemeinen nimmt nach Hellmann (142) die Windgeschwindigkeit mit wachsender geographischer Breite zu, von der Küste nach dem Innern der Länder jedoch ab. Ausserdem bewirkt der Wechsel der Jahreszeiten eine regelmässige Verschiebung des Windsystems, so dass dies zugleich mit der heissesten Gegend der Erde im Nordsommer (Juli) gegen die nördliche und im Nordwinter (Januar) gegen die südliche Erdhälfte vorrückt. Die Isobarenkarten, Taf. III, lassen auch die Windvertheilung im Januar und Juli erkennen. In voller Uebereinstimmung mit den in Fig. 19

wiedergegebenen Strömungen finden wir namentlich die Windverhältnisse der niederen geographischen Breiten. In dem jeweils heissesten Erdgürtel am Aequator liegt die Zone der Calmen, in welchen häufige Windstillen herrschen, weil der aufsteigende Strom jener Gegenden nicht als Wind empfunden wird. Diese Gegend ist beiderseits von denjenigen Streifen begrenzt, in welchen die Passatwinde wehen, nämlich die nördlich von den Calmen aus Nordost, südlich davon aus Südost regelmässig fliessenden Strömungen, welche mit den Calmen die schon erwähnte nord-südliche jährliche Schwankung zeigen und durchschnittlich bis beinahe 30° nördlicher und südlicher Breite sich erstrecken. Die beständige Reibung dieser Luftströme gegen die Meeresoberfläche und der obersten Wasserschichten gegen die tieferen erzeugt ein ebenso regelmässiges System von Meeresströmungen, welche unter den Passatwinden von Nordost und von Südost her gegen den Aequator gerichtet sind; am Aequator strömen die Wassermassen dann nach Westen, werden durch die Ostküsten der grossen Continente genöthigt polwärts umzubiegen, und so entstehen in den grossen Meeren die regelmässigen Strömungen, welche in niederen Breiten gegen Westen bis zum nächsten Continent, an dessen Küste nach beiden Seiten polwärts, dann in höherer Breite nach Osten und an der Ostküste des Oceans wieder zum Aequator führen. Eine dieser Strömungen finden wir im nordatlantischen Ocean und einen Theil derselben bildet der Golfstrom, dessen starke Wirkung auf europäische Temperaturverhältnisse bereits oben (S. 12) erwähnt wurde.

Ausserhalb der Passatzonen und nahe an den Wendekreisen findet sich beiderseits eine Gegend häufiger Windstillen, und von dort nach höheren Breiten hin wehen mannigfache Winde, bei denen aber die westliche Herkunftsrichtung vorherrscht. Die Strömung der oberen Luftschichten kann nur auf hohen Bergen oder aus Wolkenbeobachtung sowie durch gelegentliche Ergebnisse der Ballonfahrten ergründet werden. Sie zeigt über den Passatwinden die der unteren Bewegung entgegengesetzt wehenden Antipassate und scheint in höheren Breiten vorwiegend aus Westen zu kommen. So hat Berson (143) gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten aus zahlreichen Einzelfällen schliessen können, dass, wenn am Boden westlicher Wind herrscht, dieser nach oben hin an Stärke zunimmt; weht dagegen unten der Wind aus Osten, so wächst seine Stärke nur bis zur Höhe weniger hundert Meter, um dann abzunehmen und oftmals weiter oben in westliche Bewegung überzugehen.

Während alle diese Einzelheiten der in Fig. 19 gegebenen Windvertheilung entsprechen, finden sich auch mancherlei Abweichungen von denselben. Namentlich sind dieselben, wie erwähnt, durch die unregelmässige Vertheilung von Wasser und Land bedingt, sowie durch die hieraus entstehenden Temperaturverhältnisse. Die grössere specifische Wärme des Wassers bewirkt es, dass die See im Sommer kühler, im Winter wärmer ist als das Land (S. 16), und dass also im Sommer

Seewind, im Winter Landwind begünstigt wird. Aus demselben Grunde sehen wir an der Küste bei Tage den Wind von der kühleren See, Nachts von dem jetzt kühleren Lande wehen, wobei die von der Erddrehung herrührende Ablenkung ebenfalls mitwirkt, sofern es sich nicht um ganz eng begrenzte örtliche Vorgänge handelt.

Einen anderen regelmässigen Wechsel der Windrichtung findet man in Gebirgsthälern, wo am Tage die Luft aufwärts gegen den Berg, Nachts abwärts zu Thal strömt. Die von Hann (144) gegebene Erklärung führt diese Berg- und Thalwinde auf die Druckvertheilung zurück, welche in einer von unten her erwärmten Luftsäule eintritt. Wie oben (S. 83) gezeigt wurde, wird in solchem Falle der Luftdruck unten geringer, oben aber grösser als vorher. Befinden sich nun die Grundflächen solcher Luftsäulen in der Sohle eines Thales, und daneben andere Luftsäulen an der Wand des Berges, so wird im unteren Theile jeder einzelnen Säule bei Eintritt der Tageswärme bis zu derjenigen Höhe, in welcher die Bodenwärme noch wirkt, der Luftdruck abnehmen, darüber aber wachsen. Die auf der Bergwand stehenden Säulen haben ihren Fuss in gleicher Höhe mit dem Obertheil der im Thale stehenden; am Berge nimmt der Luftdruck ab, während er in gleicher Horizontalebene über dem Thale wächst. Daraus ergiebt sich am Tage die vom Thal gegen den Berg gerichtete Strömung, und in der Nacht auf Grund der durch Abkühlung des Bodens erzeugten entgegengesetzten Druckvertheilung der vom Berge nach dem Thale wehende Wind. Ein Beispiel dafür bildet der in Freiburg i. Br. nach Schultheiss (145) während der Nacht kräftig aus den Bergen durch das Höllenthal herabwehende Südostwind, welcher am Tage durch nordwestlichen Thalwind abgelöst wird.

Was die Entfaltung des Windes in den höheren Schichten der Atmosphäre betrifft, so ist von vornherein eine Zunahme der Geschwindigkeit mit wachsender Höhe zu erwarten, denn die Reibung der Luft an den Unebenheiten des Bodens fällt in der Höhe fort, und mit abnehmender Dichte der bewegten Luftmassen wird auch ihre gegenseitige (innere) Reibung geringer, während zugleich die Beweglichkeit wächst. In der That fand Berson (146) aus den Ergebnissen der Luftfahrten, dass die Windgeschwindigkeit durchschnittlich den folgenden Verhältnisszahlen, bezogen auf die am Boden beobachtete Geschwindigkeit, entsprach:

Mittlere Höhe	Erde	500	1500	2500	3500	4500	5500 m und höher
Geschwindigkeit . . .	1	1,75	1,95	2,15	2,5	3,1	4,5

Dabei war in der Gegend der barometrischen Minima sowohl der Betrag der Windstärke wie auch ihre verticale Zunahme grösser, als in den Hochdruckgebieten.

Die Richtung des Windes wich in der Höhe von der am Boden beobachteten Richtung meistens nach rechts ab, d. h. im Sinne der Uhrzeigerdrehung. Berson (146) berechnet im Durchschnitt aus

58 Luftfahrten die Rechtsdrehung für die untersten 1000 m zu 15°, für das zweite Höhenkilometer zu $12^1/_2{}^0$, für das dritte zu $11^1/_2{}^0$, für das vierte nur zu 1°, für das fünfte zu 3°, für das sechste und siebente zu je 6°. Die Hochdruckgebiete zeigten diese Rechtsdrehung mit zunehmender Höhe anhaltend und stark, mit alleiniger Ausnahme der Höhenregion zwischen 3000 und 4000 m, während in den Depressionsgebieten die Rechtsdrehung beträchtlich geringer war und mit wachsender Höhe nur wenig zunahm. Auch hier fand sich ein Minimum der Rechtsdrehung in 3000 bis 4000 m Höhe.

Die eben erwähnte Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe lässt uns den täglichen Gang der Windstärke verstehen. Dieselbe hat ein Maximum zur Zeit der höchsten Tagestemperatur und zeigt ihre geringsten Werthe und nur geringe Schwankungen während der Nacht. Eine Erklärung dafür gab schon Espy (147) und später in gleichem Sinne nochmals Köppen (148) durch die Erwägung, dass in Folge

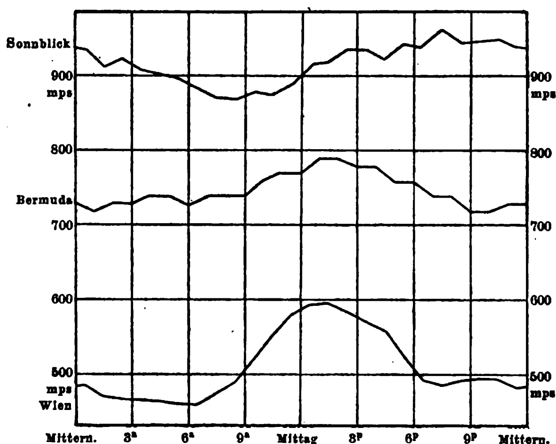


Fig. 20. Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit in Wien, Bermudas und auf dem Sonnblick.

der Erwärmung des Bodens aufsteigende Luftströme entstehen und einen Austausch zwischen unteren und oberen Luftmassen herbeiführen müssen. Die grössere horizontale Windgeschwindigkeit, welche die oberen Schichten mit sich herunterbringen, wird dabei unten um so deutlicher hervortreten, je stärker die verticalen Luftbewegungen vor sich gehen, und darum fällt die grösste Windstärke mit der höchsten Temperatur zusammen. Im Gegensatz dazu bringt die nächtliche Abkühlung des Bodens keine erhebliche verticale Luftbewegung zu Stande, weil die bereits unten befindliche Luft durch Abkühlung noch schwerer gemacht und also am Boden festgehalten wird, und darum herrscht in der Nacht die geringste Windstärke. Diese Auffassung lässt aber erwarten, dass in der Höhe das umgekehrte Verhalten der Windstärke während der Tagesstunden eintreten müsse, weil mit dem aufsteigenden Strome die

geringere horizontale Geschwindigkeit der unteren Luftschichten nach oben gelangt. In der That zeigen die Windmessungen auf hohen Bergen das hiernach zu vermuthende Minimum der Windgeschwindigkeit zur Zeit der höchsten Temperatur. Auf dem Meere, wo die Temperaturunterschiede gering sind und die Windstärke mit der Höhe nur wenig zunimmt, hat man auch keine erhebliche Tagesperiode der Windstärke gefunden. In Fig. 20 sind diese Verschiedenheiten ersichtlich gemacht durch die Curven des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit in Wien, auf dem Gipfel des 3100 m hohen Sonnblick [beide nach Hann (149)] und auf den Bermudasinseln [nach Köppen (150)], wo ähnliche Windverhältnisse wie auf dem Meere herrschen.

Der jährliche Gang der Windstärke hängt ebenso wie die jährlichen Aenderungen der Windrichtung mit der Druckvertheilung eng zusammen. Nach Hellmann (142) fällt das Jahresmaximum in höheren Breiten und bei Küstengebieten, die dem Winde ausgesetzt sind, auf die kalte Jahreszeit, im Binnenlande auf einen der Monate März bis Juli. Das Jahresminimum liegt bei den binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrsmaximum haben, gewöhnlich im August oder September, an Küstengebieten mit winterlichem Maximum im Juni oder Juli.

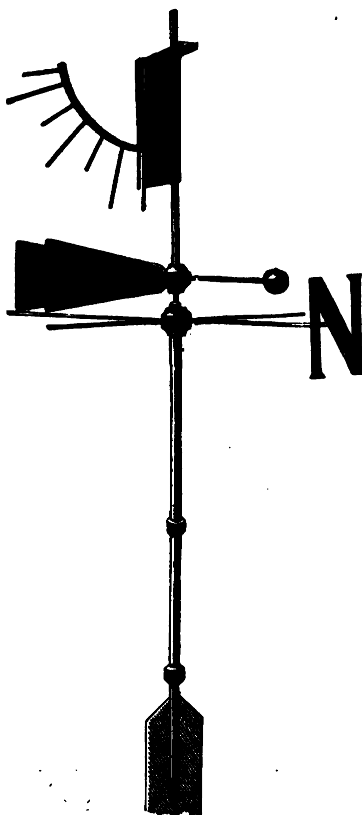


Fig. 21. Windfahne mit Stärketafel.

Zur Beobachtung der Windrichtung dient die Windfahne. Sie muss in ausreichender Höhe dem Winde ausgesetzt und leicht beweglich sein; insbesondere hat man darauf zu achten, dass die Windfahne bei ruhiger Luft in jeder beliebigen Stellung stehen bleiben kann und nicht etwa nach einer Seite „hängt“. Bei ungleichmässiger Vertheilung des Gewichtes oder nicht ganz aufrechter Stellung der die Fahne tragenden Stange kann dieser Uebelstand leicht das häufigere Eintreten einer einzelnen Windrichtung vortäuschen. Um auch die Windstärke genauer als nach den auf S. 88 angegebenen Kennzeichen zu bestimmen, kann man sich der Wild'schen Stärketafel bedienen. Dies ist eine, wie Fig. 21 zeigt, mit der Windfahne verbundene und mit ihr sich drehende

Platte, welche demnach stets senkrecht gegen die Windrichtung gestellt ist. Sie ist um ihre Oberkante drehbar und lässt also durch ihre Abweichung aus der senkrechten Lage die Windstärke erkennen, wobei der Hebungswinkel (nicht etwa die Nummer der Windstärke!) an den Stiften des Kreisbogens abgelesen werden kann.



Fig. 22. Robinson's Schalenkreuz.

An reichlicher ausgestatteten Beobachtungsstationen dient zum Messen der Windgeschwindigkeit das Robinson'sche (151) Schalenkreuz (Fig. 22). Auf die halbkugeligen Schalen desselben wirkt der Wind an der hohlen Seite stärker als an der gewölbten, so dass eine Drehung im gleichen Sinne bei jeder Windrichtung erfolgt. Die Schalenmitten bewegen sich alsdann mit einer Geschwindigkeit, welche zwischen einem Drittel und der Hälfte der Windgeschwindigkeit liegt. Das mit der Achse des Schalenkreuzes verbundene Zählwerk gestattet, die mittlere Geschwindigkeit des Windes (eigentlich den Windweg) für jede Zeitdauer zu bestimmen.

Wetter.

Aus der Wechselwirkung der meteorologischen Elemente entsteht das Wetter. Wir werden seine Darstellung durch Schilderung einer Reihe von häufig vorkommenden Witterungsvorgängen zu geben suchen.

Eine sehr wichtige Gruppe atmosphärischer Erscheinungen ist an den aufsteigenden Luftstrom geknüpft. Dass ein solcher aus den von der Temperaturvertheilung herrührenden Druckunterschieden entstehen kann, sahen wir oben (S. 83); über der Gegend, in welcher der Luftdruck geringer ist als in der Nachbarschaft, bildet sich ein aufsteigender Strom, genährt durch die am Boden von allen Seiten herzuströmende Luft, während aus seinem oberen Theile Luft nach allen Seiten abfliesst. Auch dass der aufsteigende Strom zur Bildung von Wolken und Niederschlag führen kann, wurde vorher (S. 61) bereits erörtert, und dabei auch die Möglichkeit erwähnt, dass Uebersättigung

der Luft mit Dampf und Ueberkaltung der gebildeten Wassertropfen vorkommen und beim Aufhören dieses labilen Zustandes das Auftreten von Platzregen und Hagel erzeugen können. Indem nun hierbei durch plötzliche und massenhafte Condensation eine erhebliche Wärmemenge, die bisher latent war, frei wird und in die Luft übergeht, ergiebt sich eine örtliche Drucksteigerung, welche mehrere Millimeter Quecksilberdruck betragen kann. So berechnet v. Bezold (152), dass bei einer am Boden herrschenden Temperatur von 25^0 und bei 66 Proc. relativer Feuchtigkeit ein aufsteigender Strom bereits in 806 m Höhe zur beginnenden Condensation und in 3988 m zur Erreichung des Gefrierpunktes führt. Wird aber das vorhandene Wasser um noch weitere 300 m gehoben, ohne zu erstarren, und gefriert dann in plötzlichem Aufhören der Ueberkaltung, so tritt eine Vermehrung des Druckes um 3,2 mm ein; erfolgt das Erstarren erst in 4636 m Höhe bei einer Ueberkaltung um $3{,}8^0$, so beträgt die Druckzunahme sogar 5,9 mm.

Aufsteigende Ströme pflegen entweder über langen, schmalen Streifen oder über rundlich gestalteten Bodenflächen aufzutreten. Im ersteren Falle bezeichnen wir die Erscheinung als Böe oder auch als rotirende Luftwalze, im letzteren als aufrechten Luftwirbel. Die Böe liegt gewöhnlich mit ihrer Längsrichtung senkrecht zu dem herrschenden Winde, und da dieser sie mit sich fortführt, schreitet die Böe senkrecht zu ihrer Längsrichtung fort. Man kann daher auch sagen, sie bewege sich mit breiter Front und geringer Tiefe. Ueber dem Streifen, den ihre Grundfläche bildet, steigt die Luft empor, vor und hinter diesem Streifen fliesst sie herab und am Boden von beiden Seiten gegen die Böe. Dabei sind die Windwege kurz genug, so dass von dem ablenkenden Einfluss der Erddrehung abgesehen werden kann. Am Boden wirkt ausser den von vorn und von hinten her gegen die Böe fliessenden Strömen noch der in der Gegend herrschende Wind, mit welchem die Böe fortschreitet. An der Vorderseite ist als Differenz beider Bewegungen der zur Beobachtung kommende Wind nur schwach, an der Rückseite, wo die Summe beider Wirkungen auftritt, um so stärker. Dieser von rückwärts gegen die Böe wehende Wind führt Luftmassen heran, welche soeben aus höheren und kälteren Gegenden herabgekommen sind und dabei mit Regen oder Hagel vermischt waren. Durch solche Beimischung von Wasser oder Eis wird die aus dynamischer Erwärmung sonst zu erwartende Temperaturerhöhung grossentheils verhindert und also bewirkt, dass die hinter der Böe heranfliessenden Luftmassen merklich kälter sind, als die Umgebung. Die dynamische Erwärmung dieser herabgeflossenen Luft macht sich indessen dadurch bemerkbar, dass die Luft trotz des beigemengten Wassers von der Sättigung mit Dampf erheblich entfernt ist. Das ganze, an der Rückseite des aufsteigenden Stromes entstandene Gebilde ist also ein Luftwirbel mit horizontaler Achse. Vettin (153) bezeichnet es als „eine sich weithin erstreckende Luftwalze, die um ihre horizontale Achse rotirend mit der sich fortbewegenden Luft fortschreitet".

Dieselbe enthält vorn wärmere, hinten kältere Luft; bei ihrem Fortschreiten beschreiben die einzelnen Theilchen Cykloiden, im unteren Theile herrscht sehr schnelle Bewegung, im oberen Theile fast Stillstand, vielleicht sogar Rückbewegung. Ein Beobachter, über dessen Standpunkt das Ganze fortschreitet, macht dabei folgende Wahrnehmungen: Aus der Herkunftsrichtung des herrschenden Windes steigt bei langsam sinkendem Luftdruck Gewölk herauf, welches am vorderen Rande zuweilen wulstförmig erscheint oder schlauchähnliche Spitzen herabhängen lässt. Kurz bevor es den Zenit erreicht hat, flaut der Wind ab oder springt wohl auch vorübergehend in die entgegengesetzte Richtung um, hört, während die Wolkenmassen über dem Beobachtungsorte anlangen, ganz auf und beginnt dann plötzlich in der früheren Richtung mit grosser Stärke zu wehen. Zugleich oder kurz vorher ist der Luftdruck sehr rasch um ein oder mehrere Millimeter Quecksilberhöhe gestiegen, beginnt aber alsbald wieder langsamer zu fallen, und sein Gang schliesst sich dann allmählich dem vor dem plötzlichen Steigen liegenden Theile an. Mit dem Ein-

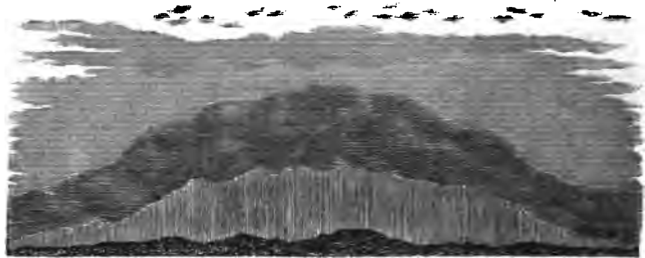


Fig. 23. Vorderansicht einer Regenböe nach Köppen.

fallen des starken Windes ist eine deutliche Abkühlung eingetreten und zugleich oder bald darauf (um die Dauer des Herabfallens verzögert) ein Platzregen oder Hagelschauer niedergegangen. Reicht die Kraft des aufsteigenden Stromes nicht aus, um die Luft bis zur Condensationsgrenze emporzuheben, so fällt mit der Bewölkung der Niederschlag weg, demnach auch die Abkühlung, und man beobachtet lediglich eine Staubböe. Ist andererseits der Vorgang kräftig ausgebildet, so tritt zu den schon erwähnten Einzelheiten noch Blitz und Donner hinzu. Man spricht in solchen Fällen von Regenböe, Hagelböe, Gewitterböe u. dergl. Oftmals zieht eine Reihe solcher Böen in nahezu gleicher Richtung hinter einander über eine Gegend hin und giebt Gelegenheit zur wiederholten Beobachtung der eben geschilderten Einzelheiten.

Den Anblick, welchen in solchem Falle die Wolken bieten, hat Köppen (154) durch die in Fig. 23 und 24 wiedergegebenen Zeichnungen dargestellt. Die erste der Figuren wurde nach der Natur skizzirt und zeigt die Vorderseite einer gegen den Beschauer heranrückenden Böe. Unter einem Cirrostratusschirm, dessen vorderer, aus verschiedenen Formen

von Cirrus und Cirrocumulus bestehender Rand eben den Zenit passirte, kam ein etwa vom Nordwest- bis zum Südsüdwestpunkte des Horizontes reichender dunkler Wolkenwulst rasch heraufgezogen, unter resp. hinter welchem ein gleichmässig lichtgraues Segment sich zeigte. Etwa 10 Minuten später, als die Mitte des Wolkenwulstes den Zenit passirt hatte, kamen die ersten Tropfen, welche bald in einen kräftigen Regen von einer halben Stunde Dauer übergingen. Das lichtgraue Segment war die Regenmasse selbst und erschien hellfarbig, weil die mitgerissene Luft im Absteigen und also nebelfrei war. In der That kann man ja bekanntlich durch starken Regen viel weiter hindurchsehen, als durch mässigen Nebel. Der in Fig. 24 abgebildete Längsschnitt einer regnenden Wolke (von vorn nach hinten) ist eine auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen entworfene typische Darstellung. Drei hinter einander von der linken zur rechten Seite der Zeichnung fortschreitende Regenböen sind erkennbar; von der Wolke hängen drei Regenstreifen herab,

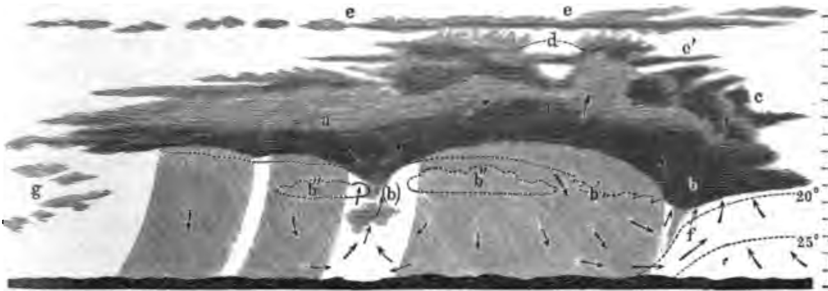
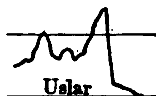


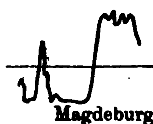
Fig. 24. **Seitenansicht einer Regenböe nach Köppen.**

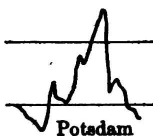
die dunkler als die dazwischen aufsteigende Luft, aber heller als die darüber liegende Wolke erscheinen. Sie sind am oberen Ende mehr oder weniger — besonders der vorderste — von Wolkenwülsten umgeben, die bei *b* und (*b*) vom Längsschnitt getroffen werden, bei *b'* und *b''* aber aus der Ebene eines der seitlichen Ränder auf den Medianschnitt projicirt und in gestrichelten Umrissen angegeben sind. Steht man unter *b*, so kann man unter günstigen Umständen in den Theil der Wolke, aus dem der Regen kommt, wie in ein riesiges Gewölbe hineinsehen. Die dicke Wolkenmasse *bc* ist es, welche auf Fig. 23 von vorn (resp. auf Fig. 24 von rechts) gesehen als dunkler Bogen erscheint, was natürlich eine bedeutende seitliche Ausdehnung des Regenschauers zur Voraussetzung hat. Dagegen ist bei *aa* die Wolke viel dünner. Statt der geballten Cumulusformen von *c* finden wir über dem vorderen *a* einige Gipfel mit schleierartigen Ausströmungen *d*, während nach hinten die Wolke mehr und mehr bankförmige Bildung annimmt. Bei *ee* ist der obere Cirrostratusschirm angedeutet, welchen wir auch auf Fig. 23 sehen; tiefere Lagen ähnlicher, aber nur stückweise vorhandener Schirme, die von den Cumulusköpfen durchbrochen werden, finden wir bei *c'* und

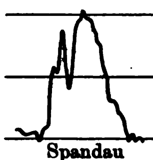
unter *c* angedeutet. Die am rechten Rande der Fig. 24 (a. v. S.) befindliche Scala, deren Theile je 100 m bedeuten, gilt auch für horizontale Abstände und soll die in der Natur vorkommende ungefähre Grösse der Erscheinung veranschaulichen.

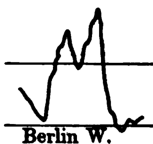
Die während einer Böe stattfindende Aenderung des Luftdruckes ist schon oben erwähnt und bildet ein sicheres und höchst charakteristisches Kennzeichen, aus welchem das geschehene Vorübergehen einer Böe entnommen werden kann. Die an vielen Orten bereits vorhandenen Barographen zeichnen dauernd den Luftdruck mit allen seinen Aenderungen in einer zusammenhängenden Linie auf und liefern bei vorüberziehenden Böen eine Form der Druckcurve, für welche die Bezeichnung „Gewitternase" üblich geworden ist. Ein Gewitter ist freilich nicht immer dabei betheiligt, denn jede einfache Regen- oder Graupelböe erzeugt am Barographen eine Gewitternase. Fig. 25 zeigt nach meiner Zusammenstellung (155) die an sechs verschiedenen Orten durch ein Gewitter am 22. Juni 1898 hervorgebrachten Nasen, wobei die Zeit von links nach rechts gerechnet ist, der linke Theil also zuerst gezeichnet wurde. Die horizontalen Striche geben durch ihren Abstand den Werth je eines Millimeters Quecksilberdruck an, die gleiche Länge in horizontaler Richtung entspricht dem Fortschreiten um eine Stunde.











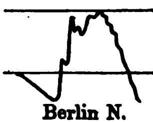


Fig. 25.
Gewitternasen.

Benutzt man die Aufzeichnungen des Druckes und der Temperatur zur Darstellung der horizontalen Vertheilung dieser Elemente, so findet sich als Grundriss der Böe ein Streifen niederen Druckes; ebendaselbst oder auch in der Fortschreitungsrichtung etwas nach vorn hin verschoben liegt ein Streifen höherer Temperatur, und hinter dem niederen Druck folgt das Gewitter, wenn solches vorhanden, sowie ein Streifen hohen Druckes. Das Ganze hat zur Achse eine „Böenlinie", welche ungefähr senkrecht zu den Isobaren zu liegen und in deren Richtung fortzuschreiten pflegt. Die hierbei auftretende charakteristische Ausbuchtung der Isobaren an allen von den Böenlinien durchsetzten Stellen hat Durand-Gréville (156) durch die in Fig. 26 wiedergegebene Zeichnung dargestellt, für welche die während eines Gewitters am 27. August 1890 gewonnenen Beobachtungen benutzt wurden. Denkt man diese Druckvertheilung von links nach rechts fortschreitend, so ergiebt sich für den an einem Orte verbleibenden Beobachter nach langsamem Sinken des Druckes eine beim Vorübergang der Böenlinie auftretende plötzliche Drucksteigerung von 2 bis 3 mm Quecksilberhöhe:

die Gewitternase. Da die Isobaren hier mit je einem Millimeter Unterschied gezeichnet sind, während sie auf unseren gewöhnlichen Wetterkarten von 5 zu 5 mm fortschreiten, so kommt in den letzteren die gleiche Erscheinung mit geringerer Deutlichkeit zur Wahrnehmung, ist aber immerhin auch leicht auffindbar. Beachtet man in Fig. 26 nur die stärker gezeichneten Isobaren von 745, 750, 755 und 760 mm, so ergiebt sich dasjenige Bild, unter welchem die Böenlinie in gewöhnlichen Wetterkarten erscheint. Oftmals sind in der Umgebung einer barometrischen Depression, namentlich im Grenzgebiete zwischen einer solchen und einem barometrischen Maximum, mehrere verschiedene Böenlinien erkennbar, welche hinter einander fortschreiten. Da sie die Isobaren nahezu senkrecht durchsetzen, und da die Isobaren den Kern der Depression, d. h. die Gegend niedersten Luftdruckes umgeben, so haben die Böenlinien solche

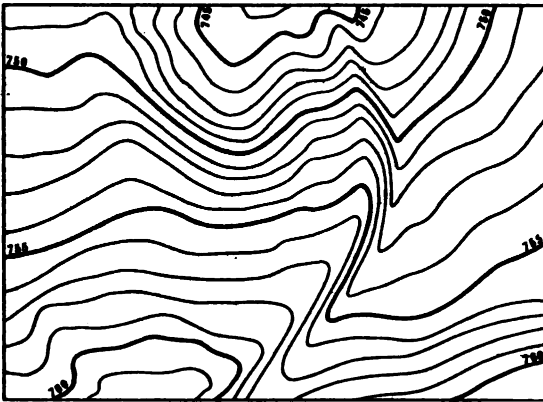


Fig. 26. Böenlinien in den Isobaren vom 27. August 1890.

Richtung, dass ihre Verlängerung den Depressionskern trifft. Man kann also auch sagen: Die Böenlinien erstrecken sich strahlenförmig vom Depressionskern heraus und bewegen sich um diesen als Mittelpunkt. Die an den umgebenden Isobaren erkennbare Ausbuchtung wird als „Gewittersack“ bezeichnet. (S. die Wetterkarte Taf. XVI.) Man hat auf die eben geschilderte Luftdruckvertheilung auch die Benennung „V-förmige Isobaren“ angewendet. Vielleicht kann die vermehrte Beachtung der Böenlinien auf Grund der ausgebuchteten Isobaren und der von dem Barographen gelieferten Gewitternasen dahin führen, dass die Voraussagung der Böen und Gewitter sicherer und früher als bisher gelingt.

Für die Entstehung und das Fortschreiten einer Böe bildet ein recht charakteristisches Beispiel der von Köppen (157) sorgfältig untersuchte Gewittersturm vom 9. August 1881, dessen ausführlicher Schilderung wir die folgenden Einzelheiten entnehmen. Eine barometrische Depression lag über der Nordsee und erstreckte ihren südöstlichen Theil über

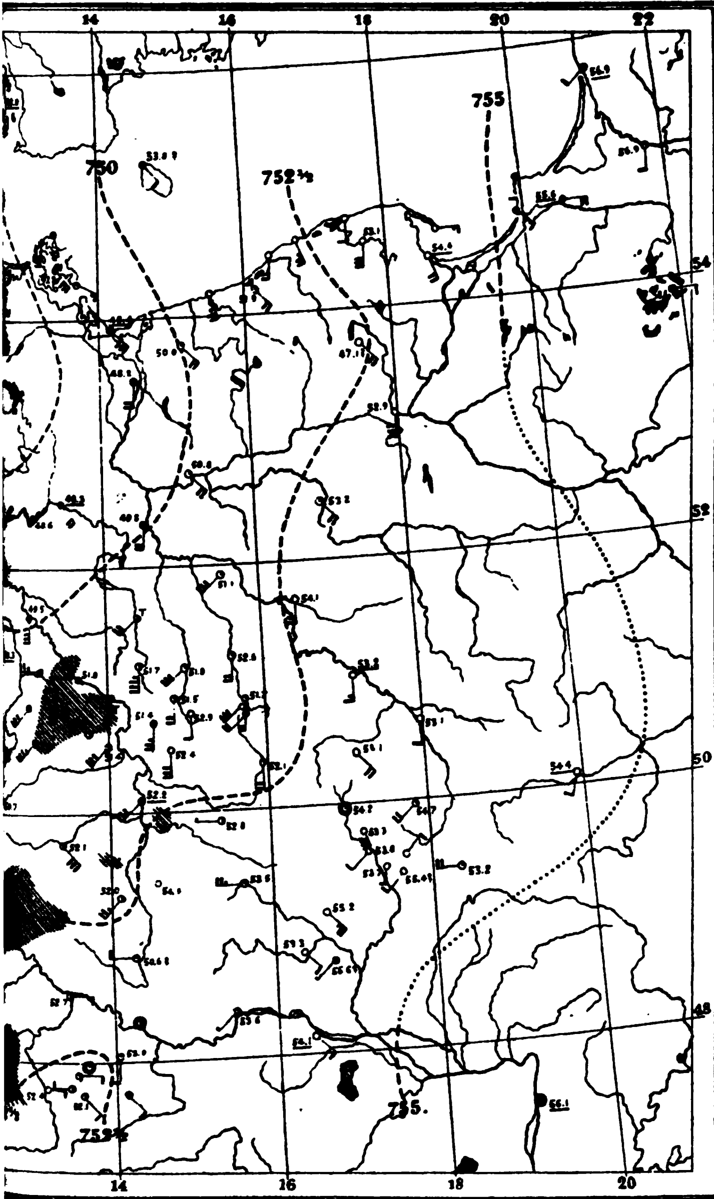
Norddeutschland. Der hier aus West und Südwest wehende Wind brachte, den Isobaren folgend, Luftmassen herbei, die aus nördlicheren Gegenden stammten und daher Kälte mit sich führten. Durch Sonnenstrahlung entstand Morgens an der Südseite der Depression ein Gebiet hoher Wärme, welches bis zu einigen Hundert Meter hinauf die Lufttemperatur erhöhte und zugleich den Druck verminderte. Dadurch wurde die kühle Westströmung abgelenkt und floss (nach dem barischen Windgesetz, S. 86) südostwärts an der gegen Südwest gerichteten Seite der Ausbuchtung entlang, während auf deren nordöstlicher Seite eine langsame Südostströmung sich bewegte. Indem nun ein kaltes und ein warmes Gebiet in dieser Ausbuchtung unmittelbar neben einander lagen, getrennt durch eine von Nordwest nach Südost gerichtete Grenzlinie, entstand durch Aufsteigen der wärmeren Luft Regen, welcher beim Niederfallen das kalte Gebiet nach der Seite des wärmeren hin ausdehnte und die schon vorhandene Temperaturstufe (d. h. den starken Gegensatz der Temperaturen an der Grenzlinie) noch verstärkte. Die hieraus sich ergebende Druckstufe musste dann eine ausserordentliche Stärke des Windes auf der ganzen Breite der Stufe erzeugen, und so fanden sich die Vorbedingungen für eine vom kalten zum warmen Gebiet (oder vom hohen gegen den niederen Druck) fortschreitende Böe vereinigt. In der That ist dieselbe gegen Nordost und Ost bis an die Grenzen Deutschlands gelangt und hat bei ihrem etwa 10 Minuten dauernden Vorübergang an vielen Stellen durch Hagel und Sturm Zerstörungen angerichtet. In Fig. 27 ist die Vertheilung des Druckes und die Lage des Gewittergebietes an jenem 9. August 1881 um 2 Uhr Mittags dargestellt.

Bildet sich der aufsteigende Strom nicht, wie bei der Böe, über einem Streifen, sondern über einem mehr rundlich geformten Bodenstück, so fliesst am Boden die Luft gleichzeitig von allen Seiten herbei und pflegt einen aufrechten Luftwirbel zu bilden. Die Verschiedenheiten der Bodenform sowie die Temperaturvertheilung bewirken es, dass die herbeiströmenden Luftmassen verschiedene Geschwindigkeit haben. Diejenige Richtung, in welcher das Herbeifliessen der unteren Luft am raschesten geschieht, überwiegt dann im Vergleich zu den übrigen Seiten, und der aufsteigende Strom schreitet seitlich im Sinne der stärksten Luftzuführung, also in der Richtung des etwa herrschenden Windes fort. Im Kleinen bilden sich solche Erscheinungen oft in ruhender und stark erwärmter Luft, fast ausschliesslich in der warmen Jahreszeit, und schreiten als Tromben oder Windhosen (Wasserhosen, Sandhosen) mit dem Winde fort, indem sie Wasser, Sand und sonstige leichte Gegenstände emporheben. Theilweise zeigen sie wirbelnde Bewegung, welche bei der Kürze der zugehörigen Windbahnen auf die ablenkende Kraft der Erddrehung um so weniger zurückgeführt werden kann, als dergleichen Wirbel keinen bestimmten Drehungssinn aufweisen. Wahrscheinlich ist die Richtung der Drehung nur durch die zufällig von den

Die Pfeile fliegen mit dem Winde, die Befiederung derselben giebt die Windstärke in halber Beaufort-Skala an (⟶ leiser Zug, ⟹ Orkan), der Kreis an d. Spitze des Pfeils die Bewölkung: ○ klar, ◔ ¼ bed., ◑ ½ bed., ◕ ¾ bed., ● bedeckt. • bedeutet Regen, ▲ Hagel, T Gewitter. Mit T sind die Gewitterstationen bezeichnet, an welchen um 2h Gewitter aufgezeichnet ist.

Gewitter-Gebiete um 2h p.m.
Gebiet, auf welchem zwischen 2h 9 und 2h 31 Ortszeit Gewitter ausbrach.

Fig. 27. Isobaren im Gew



...gebiet vom 9. August 1881.

ersten herbeiströmenden Luftmassen gezeigte Bewegungsrichtung bedingt. Zuweilen treten auch Windhosen von grösserer Stärke auf und hinterlassen einen „Zerstörungsstreifen“, an dem man die geringe Breite und die grosse Windstärke der Trombe erkennen kann. In unseren Gegenden pflegt dergleichen seltener vorzukommen, während in Nordamerika die als Tornados bezeichneten Wirbelstürme häufiger sind. Sie entstehen dort vorzugsweise in der wärmeren Zeit des Jahres und des Tages, bestehen aus kräftigem, aufsteigendem Luftstrom, welcher gegen den Uhrzeiger um eine aufrechte Achse sich dreht, und zeigen die mit raschem Emporsteigen gewöhnlich verbundenen Erscheinungen, nämlich dunkles Gewölk, Platzregen, Hagel, Gewitter, Sturm, sammt den entsprechenden Zerstörungen.

Von sehr viel grösserer Bedeutung für unsere Witterungsverhältnisse sind die ausgedehnten aufrechten Luftwirbel, welche die barometrischen Minima bilden. Wir werden dieselben etwas später und im Zusammenhange mit den absteigenden Luftströmen zur Besprechung bringen.

Hier sei zunächst eine besondere Erscheinung dargestellt, die gleichfalls dem aufsteigenden Luftstrome angehört, das Gewitter. Dass Blitz und Donner als elektrische Vorgänge anzusehen seien, wurde in der Mitte des 18. Jahrhunderts von Benjamin Franklin (158) aus seinen berühmt gewordenen Drachenversuchen geschlossen. Er giebt für deren Ausführung die folgende Anweisung: „Man mache aus zwei leichten Stücken von Cedernholz ein Kreuz, dessen Arme so lang sein müssen, dass sie in die vier Ecken eines grossen, aber dünnen seidenen Schnupftuches, wenn dasselbe ausgespannt ist, reichen. Man knüpfe die Ecken des Schnupftuches an die Spitzen des Kreuzes fest; so hat man den Körper eines Drachen. Versieht man diesen gehörig mit einem Schwanze, Band und Schnur, so wird derselbe, wie diejenigen, so aus Papier gemacht werden, in die Luft hinaufsteigen. Weil er aber von Seide gemacht ist, wird er geschickter sein, den Wind und die Nässe der Gewitter, ohne zu zerreissen, auszuhalten. An die Spitze des aufrecht stehenden Stabes, in dem Kreuze, muss man eine sehr scharfe Spitze von Draht befestigen, welche einen Fuss und mehr vor dem Holze hervorragt. An das Ende des Bindfadens, zunächst der Hand, knüpft man ein seidenes Band, und an dieser Stelle, wo die Schnur und die Seide zusammenkommen, kann man einen Schlüssel befestigen. Diesen Drachen lässt man steigen, wenn es das Ansehen hat, als wolle ein Gewitter entstehen. Der Mensch, welcher die Schnur hält, muss in einer Thüre oder Fenster, oder sonst unter einer Bedeckung stehen, damit das seidene Band nicht nass werden kann. Auch muss hierbei in Acht genommen werden, dass die Schnur den Thür- oder Fensterrahmen nicht berühre. Sobald nun Gewitterwolken über den Drachen kommen, zieht die Spitze das elektrische Feuer aus denselben, und hierdurch wird der Draht und die ganze Schnur elektrisirt. Die lose hängenden Fäden stehen nach

allen Seiten aus einander und werden von einem sich nähernden Finger angezogen. Sobald der Regen den Drachen und die Schnur nass gemacht hat, dass selbige das elektrische Feuer freier zuleiten können, so wird man finden, dass dasselbe bei Annäherung eines Knöchels haufenweise aus dem Schlüssel herausströmt. An diesem Schlüssel können die Gläser geladen werden, und mit dem auf diese Weise überkommenen elektrischen Feuer kann man Weingeist zünden und alle übrigen elektrischen Erfahrungen, die man sonst gewöhnlich durch Hülfe einer geriebenen Glaskugel oder Röhre zuwege bringt, anstellen. Wodurch also die Uebereinstimmung der elektrischen und der Materie des Blitzes vollkommen bewiesen ist."

Ist hiernach die elektrische Natur des Blitzes festgestellt, so kann auch der gleiche Ursprung des Donners nicht zweifelhaft sein. Die Entladungsfunken unserer Elektrisirmaschinen lassen freilich nur einen kurzen Knall hören, und wenn die Blitzentladungen sich von jenen Funken allein durch die Stärke unterscheiden, so muss auch bei ihnen ein zwar lauter, aber gleichfalls kurz dauernder Knall auftreten. Dieser Knall entsteht aber am Orte des Blitzes und also gleichzeitig auf der ganzen langen Bahn, welche die Blitzentladung durchläuft; die verschiedenen Theile dieser Bahn sind vom Beobachter verschieden weit entfernt, und es muss der Schall des Donners sowohl auf dem geraden Wege von allen Punkten der Blitzbahn zum Beobachter gelangen, wie auch ausserdem durch Zurückwerfung an Wolken, Bergen u. s. w. Da nun der Schall in Luft nur mit einer Geschwindigkeit von etwa 330 m in der Secunde fortschreitet, so machen sich die Unterschiede der Weglänge durch die verschiedene Zeitdauer, in welchen diese Wege durchlaufen werden, bemerkbar, und man hört den einmaligen Knall des Donners ebenso oft wiederholt, als verschieden lange Wege von den Schallwellen zurückgelegt werden müssen. Dies empfinden wir dann als Rollen des Donners. Bekanntlich kann durch den kurzen Knall eines Schusses im Gebirge, wo das Echo ähnliche Wirkungen erzeugt, das Geräusch des Donners ebenfalls hervorgebracht werden.

Ueber Gestalt und Aussehen der Blitze ist merkwürdiger Weise eine ganz unrichtige Vorstellung verbreitet. Von Alters her pflegt man allgemein den Blitz in Form einer Zickzacklinie mit sehr spitzen Winkeln darzustellen und glaubt diese Form auch bei Gewittern zu erblicken. Dass dies Selbsttäuschung ist, hat die photographische Aufnahme zahlreicher Blitze erwiesen, denn auf diesen durch keine persönliche Voreingenommenheit beeinflussten Abbildungen zeigt der Blitzstrahl nur runde Biegungen und ausserdem zahlreiche Verästelungen, die vom Hauptstrahl etwa wie die Nebenflüsse eines grossen Stromes sich abzweigen. Als Beispiel solcher Form mag der von Precht (159) vom 25. Juli 1894 aufgenommene und in Fig. 28 wiedergegebene Blitz dienen. Eine besondere zuerst von Kayser (160) 1884 bemerkte Form ist die des „Bandblitzes", wie sie Fig. 29 nach einer von Rümker (161) am 23. August

1898 in Hamburg gemachten Aufnahme zeigt. Diese letztere Form scheint ziemlich selten aufzutreten und dadurch bedingt zu sein, dass der Blitz aus mehreren, nach einander und in wechselnder Richtung stattfindenden Entladungen besteht, und dass in den Zwischenzeiten die Blitzbahn vom Winde verschoben wird, so dass die Wege der einzelnen Entladungen neben einander liegen. Man sieht den Blitz sowohl von Wolke zu Wolke, wie auch zwischen Wolken und Erde sich entladen. Ist dem Beobachter der Blitzstrahl selbst nicht sichtbar, so kann die von ihm herrührende Beleuchtung von Wolkenflächen als Flächenblitz zur



Fig. 28. Blitz.



Fig. 29. Bandblitz.

Wahrnehmung kommen. Eine zuweilen auftretende Entladungsform scheint der Kugelblitz zu sein, welcher als runde Lichterscheinung geschildert wird, langsam sich bewegend und zuweilen mit Geräusch endend. Erwähnt sei ferner das Sanct Elmsfeuer, eine auf Bergen sowie auf dem Meere oft beobachtete Art der Elektricitätsentladung. An Spitzen von Blitzableitern, Dächern u. dergl., an aufwärts gestreckten Fingern, ferner an Mastspitzen und Raanocken erblickt man unter zischendem Geräusch eine ruhende, büschelförmige Lichterscheinung, in welcher positive oder negative Elektricität ausströmt. Nach v. Obermayer (162) haben die positiven Büschel (Fig. 30 a. f. S.) einen deutlich ausgebildeten, röthlich-weissen Stiel, der sich in das Büschel fortsetzt. Die Verzweigungen des Stieles sind ausgesprochen feinstrahlig und gegen die Enden violett. Der Kegel, welchen die Strahlen des Büschels am Stiele bilden, hat einen Oeffnungswinkel, der in der Regel grösser als ein rechter

Winkel ist. Die einzelnen Strahlen haben 1,5 bis 3 cm Länge, können aber auch 5 bis 6 cm lang werden. Die negativen Büschel dagegen (Fig. 31) sitzen auf einem feinen Lichtpunkte auf und sind von so zarter Structur, dass die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können. Der Lichtpunkt ist von einer sehr zarten Lichthülle umgeben, welche sich wie ein Blüthenkelch zum Büschel erweitert. Die Oeffnung dieser Büschel ist viel kleiner als die der positiven, etwas über 45°, und die Länge des gesammten Büschels bleibt stets unter einem Centimeter.

Oftmals nimmt man von einem fernen Gewitter nur den Blitz wahr, ohne den Donner zu hören, und es ist diese Erscheinung als Wetterleuchten bekannt. Die Ursache dafür, dass der Blitz so viel weiter gesehen, als der Donner gehört wird, liegt in den Gesetzen der Schallfortpflanzung. Dieselbe geschieht nämlich mit einer Geschwindigkeit, welche zwar vom Luftdruck unabhängig ist, aber mit der Temperatur und mit dem Dampfgehalt der Luft wächst. Da nun die unteren Luftschichten in der Regel wärmer und feuchter als die oberen sind, und also die Schallwellen unten rascher als oben fortschreiten, so ist ihr Weg demgemäss gekrümmt. Denn wie die Lichtstrahlen, so werden auch die Schallstrahlen beim Uebergang zwischen verschiedenen Schichten gebrochen, und solche Schallstrahlen, die von der Blitzbahn als dem Ursprungsorte des Donners schräg nach unten sich bewegen, erleiden beim Eintritt in die wärmere und feuchtere Luft der unteren Schichten eine Ablenkung, welche „vom Einfallslothe weg“, d. h. nach oben gerichtet ist. Die Schallstrahlen sind demnach derartig gekrümmt, dass sie ihre hohle Seite nach oben und die convexe Seite nach unten richten, umgekehrt also, wie die durch atmosphärische Strahlenbrechung abgelenkten Lichtstrahlen (S. 57). Denken wir uns nun (Fig. 32) die sämmtlichen vom Orte des Blitzes ausgehenden Schallstrahlen, soweit sie in einer senkrechten Ebene liegen, gezeichnet, so sind sie nach oben hin gekrümmt; nur ein Theil derselben schneidet den Boden und wird von diesem schräg nach aufwärts zurückgeworfen, die übrigen Schallstrahlen treffen den Boden überhaupt nicht, sondern verlaufen lediglich in der

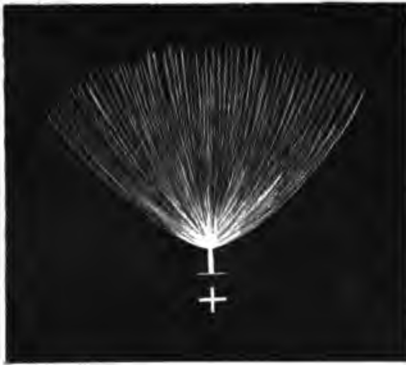


Fig. 30. Positives St. Elmsfeuer.



Fig. 31. Negatives St. Elmsfeuer.

Luft. Zwischen den beiden Schaaren der Schallstrahlen, die den Boden erreichen oder nicht, liegt als Grenze derjenige, welcher den Boden eben noch streifend berührt, und dessen zweiter, schräg aufwärts gerichteter Theil die obere Grenze des in der Zeichnung schraffirten „Schallschattens“ bildet, d. h. desjenigen Raumes, in welchen die Schallwellen überhaupt nicht eindringen, und in welchem man also den Donner nicht hören kann. Diese von Mohn (163) herrührende Ueberlegung wurde ursprünglich gelegentlich einer Untersuchung über die Hörweite von akustischen Nebelsignalen angestellt und erklärte zugleich die mitunter gemachte Wahrnehmung, dass dergleichen Signale bei Nacht weiter als bei Tage hörbar

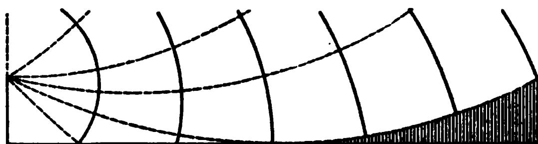


Fig. 32. Weg der Schallstrahlen beim Donner.

zu sein schienen. Denn sobald Nachts Temperaturumkehr (S. 23) eintritt, sind die Schallstrahlen in den unteren Luftschichten nach abwärts gekrümmt und müssen, soweit sie die abgekühlte Luftschicht überhaupt erreichen, sämmtlich auch bis zum Boden gelangen.

Dass Wetterleuchten nur nach Dunkelwerden gesehen wird, und dass es um so leichter und daher auch um so häufiger sichtbar ist, je dunkler die Nächte sind, bedarf wohl nicht der Erwähnung. Aber wenn man demgemäss die Wahrnehmung macht, dass Wetterleuchten in den dunklen Nächten der Neumondszeit häufiger zur Beobachtung kommt, als in den hellen Vollmondsnächten, so wird man hieraus keineswegs den Schluss ziehen dürfen, dass auch bei Neumond häufiger als bei Vollmond Wetterleuchten stattfindet.

Zum Schutz gegen Blitzschäden dient der Blitzableiter, d. i. eine am höchsten Theile des zu schützenden Gebäudes angebrachte aufrechte Metallstange, welche durch metallische Leitung sowohl mit dem Boden wie auch mit allen grösseren oder weit ausgedehnten Metallmassen des Gebäudes verbunden sein muss. Die Stange leitet den Ausgleich zwischen der in den Gewitterwolken angesammelten Elektricität und dem Erdboden ein und muss desshalb in leitender Verbindung mit dem Boden stehen. Man erwirkt dies durch Herabführen eines genügend starken Drahtes von der Auffangestange bis zu einem zusammengerollten Blech oder Drahtnetz, welches tief genug vergraben ist, um stets in feuchtem (d. h. leitendem) Erdreich zu liegen. Die im Hause vorhandenen Metallmassen (Bedachungen, Gas- und Wasserleitung, grosse Träger u. s. w.) können auch ihrerseits, wenn sie isolirt sind, durch Wolkenelektricität in den Zustand elektrischer Vertheilung gebracht werden und ein Ueberspringen des Blitzes aus der Wolke oder aus dem Blitzableiter herbeiführen. Sogar die an sich schlecht leitende Dachfläche wird bei Be-

netzung durch Regen zu einem Leiter. Um solcher Gefahr zu begegnen, ist es zweckmässig, alle dergleichen leitenden Massen mit dem Blizableiter zu verbinden und dadurch zur Erde abzuleiten. Ausgedehnte Gebäude pflegt man durch mehrere Auffangestangen zu schützen. Zuweilen hat man auch nach dem von Melsens (164) empfohlenen Verfahren das zu schützende Gebäude in eine Art metallenen Käfigs eingehüllt, bestehend aus zahlreichen niedrigen Auffangestangen oder Spitzen, von welchen viele Ableitungen geringen Querschnitts zur Erde führen.

Die Blitzgefahr hat nach Hellmann (165) die gleiche jährliche und tägliche Periode wie die Gewitterhäufigkeit (s. S. 110); sie zeigt in einzelnen Gegenden mit der Zeit eine Zunahme, in anderen Abnahme. Gebäude mit weicher Dachung sind stärker gefährdet als solche mit harter Dachung, Windmühlen und Kirchen sind besonders hoher Gefahr ausgesetzt, geschlossene Ortschaften unterliegen grösserer Blitzgefahr als einzelne Gehöfte. In Betreff der Bodenarten fanden sich bei Kalkboden die geringsten, bei Lehmboden die meisten Blitzschläge; ferner traf der Blitz am seltensten Buchen, am häufigsten Eichen, ausserdem besonders leicht kranke oder besonders freistehende oder besonders hohe Bäume.

Für die bei Blitzentladungen wirksam gewesene Stromstärke berechnet Pockels (166) aus der Magnetisirung von Basaltstücken, die der Blitzbahn benachbart waren, eine obere Grenze von etwa 20000 Ampère.

Ueber das Fortschreiten der Gewitter vermochte man Aufschluss zu erlangen durch Benutzung von gleichzeitig an vielen Stationen ausgeführten Beobachtungen. Es sind nämlich zahlreiche „Gewitterstationen“ über das Land vertheilt (in Preussen etwa 1500), deren Beobachter den jedesmaligen Ausbruch eines Gewitters sammt allen damit verbundenen Witterungserscheinungen sorgfältig verfolgen und mit genauen Zeitangaben schriftlich der Centralanstalt (für Preussen dem Königlichen Meteorologischen Institut in Berlin) melden. Durch Verwendung vorgedruckter Postkarten wird das Verfahren recht einfach gestaltet, so dass man ohne erhebliche Belastung der Beobachter ein ausführliches Beobachtungsmaterial über jedes Gewitter an der Centralstelle gewinnt. Mit besonderer Sorgfalt wird die Zeit des ersten Donners beobachtet und notirt, sowie die Zugrichtung des Gewitters, denn diese Angaben dienen zur Festlegung des Weges, welchen das Gewitter nahm. Man trägt zu diesem Zwecke die genannten Einzelheiten in eine Landkarte ein, welche die Stationsorte enthält, und zieht alsdann die als Isobronten bezeichneten Linien des gleichzeitigen ersten Donners, indem man diejenigen Punkte der Karte durch je eine Linie verbindet, in welchen der durch den ersten Donner gekennzeichnete Ausbruch des Gewitters gleichzeitig stattfand. Werden für jede volle Stundenzeit solche Isobronten gezogen, so bezeichnen sie die jeweilige vordere Grenze des vom Gewitter gerade eingenommenen Gebietes und lassen dessen Fortschreiten nach Richtung und Geschwindigkeit deutlich erkennen.

Indem man so die Lebensgeschichte der einzelnen Gewitter verfolgt, sind zwei Hauptformen derselben zu unterscheiden, welche man nach Mohn (167) als Wärmegewitter und Wirbelgewitter bezeichnen kann. Es ist merkwürdig, wie dieser Gegensatz von verschiedenen Forschern gleichmässig bemerkt und dargestellt wurde. Schon Kämtz (168) unterscheidet Sommer- und Wintergewitter und fügt hinzu, die ersteren entständen in unseren Gegenden bei ruhigem und heiterem Wetter, die letzteren bei lebhaften Stürmen; auch pflegten die Sommergewitter mehrere Stunden anzuhalten, während bei den Wintergewittern meist nur wenige Blitze stattfinden. Hellmann (169) findet, dass in Mittel- und Nordeuropa die Wintergewitter stets in Begleitung von Wirbelstürmen und mit Vorliebe bei Nacht auftreten, und dass sie meist auf kleinere Gebiete, als die Sommergewitter, beschränkt und zwar von kurzer Dauer, sowie von einigen wenigen Blitz- und Donnerschlägen begleitet sind, welch erstere wegen der geringen Höhe der sie entsendenden Wolkengebilde häufiger als im Sommer zünden. Derselbe Forscher kommt zu dem Ergebniss: die Wirbelgewitter treten am häufigsten in der kalten Jahres- und Tageszeit, die Wärmegewitter am häufigsten in der warmen Jahres- und Tageszeit auf. Eine jeden Zweifel ausschliessende Unterscheidung beider Arten giebt v. Bezold (170), indem er die Wärmegewitter als Wirbel mit horizontaler, die Wirbelgewitter als solche mit verticaler Achse bezeichnet. Die ersteren „entstehen in Gebieten, über welchen weder ein ausgesprochen aufsteigender noch absteigender Strom vorhanden ist, so dass am Erdboden Gelegenheit zu Ueberhitzungen geboten ist, die alsdann in diesem Theile der Atmosphäre labiles Gleichgewicht zur Folge haben“. Diese Vorbedingungen pflegen vorzugsweise im Binnenlande erfüllt zu sein. Die Wirbelgewitter dagegen „begleiten die centralen Theile tieferer, wohl ausgebildeter Depressionen“, sie treten bei unruhigem, trübem Wetter und vorzugsweise dort auf, wo die Depressionen sich zu besonderer Tiefe entwickeln, d. h. auf dem Meere bis an die Küste hin. Ihre Wirbelachse steht senkrecht oder geneigt und schneidet jedenfalls die Erdoberfläche. Vergleicht man diese Einzelheiten mit einander und mit den auf S. 95 u. 100 erwähnten Dingen, so leuchtet ein, dass die Sommergewitter mit den Wärmegewittern identisch und Begleiterscheinungen von Böen sind, während die Wintergewitter und Wirbelgewitter mit einander übereinstimmen und zu den Erscheinungen des aufrechten Luftwirbels gehören.

Im deutschen Binnenlande sind die Wirbelgewitter überaus selten; in der überwiegenden Mehrzahl treten Wärmegewitter auf, und zwar beginnen sie meist auf einem etwa von Nord nach Süd sich erstreckenden Streifen, weil auf einem solchen die Sonnenstrahlung gleichzeitig wirkt. Schreitet dieser Gewitterstreifen dann gegen Osten fort, wie es in der Mehrzahl der Fälle geschieht, so erscheint er entweder als zusammenhängendes „Frontgewitter“ [v. Bezold (170)] oder besteht aus einer Reihe einzelner und in parallelen Bahnen ziehender „erratischer Ge-

witter“ (Fron). Welches von beiden stattfindet, hängt zum Theil von der Form des Landes, sowie von der Bodengestalt ab. So begünstigen z. B. Terrainabschnitte, die sich, wie der Schwarzwald und die Vogesen, ungefähr in nordsüdlicher Richtung erstrecken, die Entstehung von Frontgewittern,

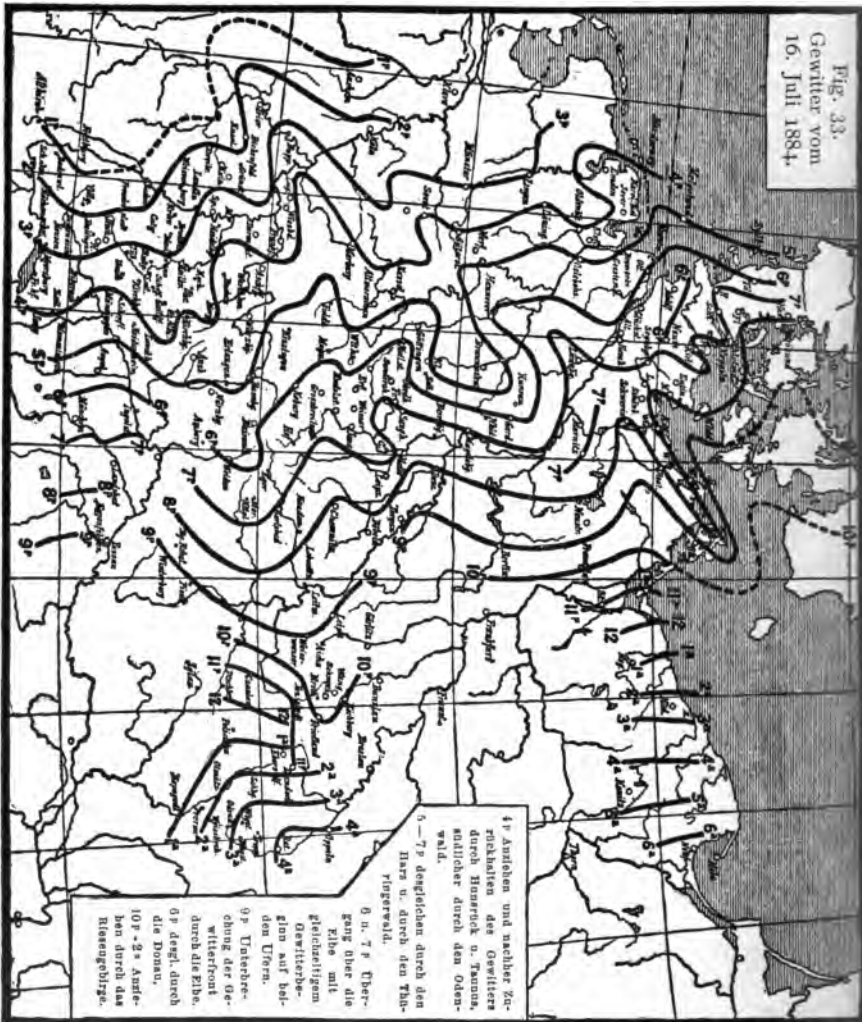


Fig. 33. Gewitter vom 16. Juli 1884.

welche in der That viel leichter im Innern Deutschlands und Frankreichs zu Stande kommen als in Skandinavien oder Italien, wo zur Entfaltung weit geringere Flächen vorhanden sind. Als Beispiel eines Frontgewitters kann dasjenige vom 16. Juli 1884 dienen, dessen Isobronten

in Fig. 33 dargestellt sind. Um 1 Uhr Mittags entstand es am Rhein und schritt ostwärts fort an der Rückseite eines Streifens niederen Druckes, der seinerseits einem Streifen höherer Temperatur folgte. Am Abend war dies Gewitter etwa bis zu der Linie Stettin - Passau gelangt und fand in Folge der inzwischen eingetretenen Abkühlung nicht mehr die Vorbedingungen zum weiteren Fortschreiten, sondern erlosch auf dem grössten Theile der Frontlänge; nur zwei schmale Fronten an der Ostsee und in Schlesien schritten noch bis zum Morgen fort. Jener Tag gehörte zu einer gewitterreichen Woche, bei deren Untersuchung ich (171) mehrere bemerkenswerthe Einzelheiten wahrnehmen konnte. So war von Interesse die Anziehung, welche auf die Gewitter von den Gebirgen ausgeübt zu werden schien. Lag das Gebirge vor der Gewitterfront, so erlangte diese an der zunächst gelegenen Stelle eine Ausbiegung nach vorn, entsprechend einem Vorauseilen gegen das Gebirge; lag dies aber hinter der Front, so war die Ausbiegung nach rückwärts gerichtet und drückte ein nach Ueberschreiten des Gebirges verzögertes Fortschreiten aus. In Fig. 33 kann man solche Krümmungen der Isobronten am Hunsrück, Taunus, Odenwald, Harz, Thüringerwald und Riesengebirge erkennen. Aehnliches schildert Kämtz (172) mit den Worten: „Nicht selten findet man, dass ein Gewitter, welches sich in einem Thale auf einer Ebene bildete und von dem herrschenden Winde gegen einen Bergkamm getrieben wird, hier plötzlich stehen bleibt, dann nach einer ganz anderen Richtung fortzieht oder auch sich mehrfach theilt, worauf die einzelnen Stücke sich nach verschiedenen Richtungen bewegen.“ Eine Erklärung giebt Vettin (173) durch die Ueberlegung, dass die Gebirge hindernd auf die untere Luftströmung einwirken und also die zur Gewitterböe hinfliessenden Luftmassen verlangsamen müssen. Auf der vom Gebirge abgewandten Seite der Böe strömt die Luft ungehindert herbei und überwiegt demnach den vom Gebirge kommenden Wind derartig, dass das Gewitter in Richtung dieser überwiegenden Strömung, also gegen das Gebirge hin fortgetrieben wird. Ferner erwiesen sich die Flüsse als Hindernisse für die vorschreitende Gewitterfront. In Fig. 33 zeigt sich dies an der Elbe oberhalb Torgau, sowie namentlich an der Donau. Hiermit stimmt die vielfach verbreitete Meinung überein, dass Flüsse von den Gewittern nicht leicht überschritten werden. Bedenkt man, dass in der warmen Jahreszeit die Flüsse kälter sind als der feste Boden und also kühlere Streifen in wärmerer Umgebung darstellen, so ergiebt sich das Vorhandensein eines absteigenden Luftstromes über dem Flusse sowie entsprechender Luftbewegung, die am Boden von beiden Ufern weg und in einigem Abstande nach aufwärts führt, um oben von beiden Seiten her gegen den absteigenden Strom zurückzukehren. Hat der Fluss, wie es in Deutschland ja meistens zutrifft, ungefähr nordsüdliche Richtung und ist er also der Gewitterböe etwa parallel, so trifft diese im Heranziehen zuerst den äusseren aufsteigenden Strom, der sie verstärkt, dann aber den entgegenfliessenden Unterwind und den absteigenden Strom, durch

welche das weitere Fortschreiten des Gewitters verzögert oder auch ganz gehindert wird, je nachdem der aufsteigende Strom der Böe oder der absteigende des Flusses höher hinaufreicht. Es scheint auch vorzukommen, dass der untere Theil eines Gewitters durch den Fluss am Weiterschreiten gehindert wird, während der obere Theil in der Höhe darüber hinwegzieht und sich nach Ueberschreiten des Flusses wieder zum Boden hin ausdehnt, vielleicht angezogen durch den aufsteigenden Strom des jenseitigen Ufers. Ein solcher Fall lag wahrscheinlich vor bei einem am 8. Juni 1900 in der Nähe von Berlin beobachteten Gewitter (174), welches aus Westsüdwest heranzog und dessen Anfang (erster Donner) auf dem linken Ufer der Oder zwischen $10^1/_2$ und 11 Uhr Vormittags, auf dem rechten Ufer meist zwischen 12 und 1 Uhr bemerkt wurde, während auf einem von der Oder durchflossenen breiten Streifen zwar die sonstigen Kennzeichen der Böe, aber keine Gewittererscheinungen zur Beobachtung kamen. Nur die Insassen eines Luftballons, welcher zufällig in 700 m Höhe über jenem gewitterfreien Streifen schwebte, nahmen mehrmaligen Donner und eine elektrische Entladung wahr, so dass also in der Höhe der obere Theil der Gewitterböe mit unverminderter Stärke über den Fluss gegangen zu sein und sich dann erst wieder nach abwärts ausgebreitet zu haben scheint.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gewitter fortschreiten, ist sehr verschieden; starke Gewitter pflegen rascher als schwache über das Land zu ziehen, und durchschnittlich beträgt in Nordeuropa die Fortschreitungsgeschwindigkeit der Gewitter gegen 40 km in der Stunde oder etwa 11 m in der Secunde, ist also ungefähr gleich der Geschwindigkeit des als „frisch“ bezeichneten Windes. Im Winter scheinen die Gewitter rascher als im Sommer fortzuschreiten.

Die Zugrichtung ist in Deutschland vorzugsweise gegen Ost oder Nordost gerichtet, in Norditalien gegen Ost, in Mittel- und Süditalien gegen Süd oder Südost, in Ungarn gegen Süd, in Holland, Schweden und Norwegen gegen Nordost.

Der tägliche Gang der Gewitterhäufigkeit zeigt in unseren Gegenden ein Maximum zur wärmsten Tageszeit und ausserdem ein zweites bald nach Mitternacht. Untersucht man die Häufigkeitszahlen nach Jahreszeiten gesondert, so ergiebt sich, dass das zweite, nächtliche Maximum hauptsächlich der kalten Jahreszeit angehört, und dass, wie bereits oben (S. 107) mitgetheilt wurde, die Wintergewitter vorzugsweise Nachts auftreten. Der jährliche Gang der Gewitterhäufigkeit hat in Deutschland ein sehr deutliches Maximum im Sommer, welches vielfach in zwei durch ein kleines Minimum getrennte Theile gespalten ist.

Ueber den Ursprung der Gewitter fehlt es noch an einer alle bisherigen Erfahrungen umfassenden Erklärung. Gesichert scheint zunächst nur die Thatsache, dass die Erde eine negativ elektrische Ladung hat, und dass also die ausserhalb des Bodens liegenden Punkte positiv elektrisch im Vergleiche zum Erdboden erscheinen. Um dergleichen zu

untersuchen, benutzt man elektrische „Collectoren“, d. h. Vorrichtungen, die sich stets mit der in ihrer unmittelbaren Umgebung vorhandenen elektrischen Spannung laden. Diese Eigenschaft besitzen Flammen, glimmende Lunten u. dergl., ferner Wasserstrahlen an derjenigen Stelle, wo sie sich in Tropfen auflösen. Verbindet man einen solchen Apparat mit einem zur Wahrnehmung und Messung der elektrischen Spannung dienenden Elektroskop, so kann aus dessen Angaben die am Orte des Collectors herrschende und mit dessen Fortbewegung sich ändernde Spannung untersucht werden. Schon Erman (175) zeigte 1803, dass die in solcher Weise gemessene Spannung bei klarem, ruhigem Wetter in der Luft positiv gegen den Boden erscheint, und um so stärker, je höher der Collector gehoben wird, während dessen horizontale Bewegung keine Aenderung herbeiführte. Schloss man den Collector durch eine Glashülle von der äusseren Luft ab, so verliefen die Versuche in ganz unveränderter Weise. Dies und die Thatsache, dass Bewegung der Luft keinen erheblichen Einfluss auf die Elektricitätsvertheilung zu äussern schien, lassen erkennen, dass man unter „Luftelektricität“ nicht sowohl eine der Luft ertheilte elektrische Ladung zu verstehen habe, als vielmehr die inducirende Fernwirkung der im Erdboden, in den Wolken u. s. w. enthaltenen Elektricität. Eine Bestätigung dieser Auffassung liefern namentlich die zahlreichen von F. Exner (176) angestellten Messungen, bei welchen das von ihm construirte und überaus zweckmässige Elektroskop diente. Dasselbe enthält an einem theilweise metallischen Gehäuse einen isolirt hineingeführten Metallstab, von welchem innen zwei dünne Aluminiumblättchen herabhängen, während der Stab an seinem oberen (äusseren) Ende einen Metallknopf trägt. Verbindet man den Knopf mit dem Collector und das Gehäuse mit der Erde, so ist die Divergenz der Blättchen ein Maass für die Spannungsdifferenz zwischen dem Orte des Collectors und dem Erdboden. Mit Hülfe dieses für den Transport hergerichteten Instrumentes sind von Exner (176, 177) und anderen Beobachtern ausgedehnte Untersuchungen über die Vertheilung der luftelektrischen Spannung angestellt. Zur Darstellung der Ergebnisse bedient man sich der „Flächen gleicher Spannung“, die auch als luftelektrische Niveauflächen oder Aequipotentialflächen bezeichnet werden, indem man die Punkte gleicher Spannung durch Flächen verbunden denkt. Dieselben bilden über dem ebenen Erdboden horizontale Ebenen, deren obere bei ruhigem, hellem Wetter stets höhere positive (oder, was dasselbe ist, geringere negative) Spannung enthalten als die unteren. Unebenheiten des Bodens, in welchen natürlich die gleiche Spannung wie im übrigen Erdboden herrscht, bewirken entsprechende Krümmungen der darüber liegenden Niveauflächen, jedoch so, dass die Wirkung der unregelmässigen Bodenform nur bis zu einer begrenzten Höhe hinaufreicht. Ein Berg z. B. erzeugt zwar eine Auftreibung in den unteren Niveauflächen, aber von einer nach oben hin abnehmenden Stärke, und daraus ergiebt sich, dass über dem Gipfel des Berges die Niveauflächen näher an einander liegen

als in gleicher Höhe über dem ebenen Boden. Ebenso liegen umgekehrt über einer Vertiefung die Niveauflächen weniger dicht an einander als daneben. In Fig. 34 ist nach Exner's (177) Messungen die Form der Niveauflächen an einem Hause dargestellt. Diese Erwägung führt zu dem wichtigen Schlusse, dass Beobachtungen auf Bergen keineswegs geeignet sind, die elektrischen Verhältnisse der höheren Luftschichten zu ergründen.

Zur Bezeichnung und Messung der verticalen Vertheilung der elektrischen Spannung dient ferner der Begriff des Spannungs- oder Potentialgefälles. So bezeichnet man die senkrecht zu den Niveauflächen gemessene Aenderung der Spannung, berechnet für die Entfernung eines Meters. Es ist also dies Gefälle unter gewöhnlichen Verhältnissen positiv und über einer Erhöhung des Bodens grösser, über einer Vertiefung kleiner, als in gleicher Höhe über ebenem Boden. Mit Rücksicht auf diese Umstände hat man sich bemüht, Messungen des atmosphärischen Potentialgefälles zu erlangen, deren Verlauf nicht durch unregelmässige Bodenform beeinflusst werden konnte, und man fand ein geeignetes und verhältnissmässig leicht ausführbares Verfahren, indem man die Messungen vom Korbe des Luftballons aus vornahm. Da die Benutzung von Flammen durch die Gasfüllung des Ballons verboten schien, bediente man sich der Wassercollectoren, indem man aus zwei isolirt angebrachten Gefässen Schnüre herabhängen und an diesen Wasser herunterlaufen liess. Das untere Schnurende, an welchem das Wasser sich in Tropfen auflöst, ist diejenige Stelle, deren Spannung sich dem Wasser und dem Gefässe mittheilt, und wenn man den Schnüren verschiedene Länge gab und die Gefässe mit dem Knopfe resp. mit dem Gehäuse des isolirt aufgestellten Elektroskops verband, zeigte dessen Ausschlag den Spannungsunterschied der beiden Stellen, an welchen die Schnurenden sich befanden. Solche Messungen wurden auf Exner's Veranlassung von Lecher (177) und von Tuma (178) ausgeführt, ferner auf André's (179) Veranlassung von Le Cadet (180), und gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten auf meine Veranlassung von Baschin (181) und von mir (182).

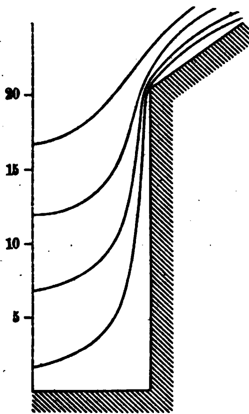


Fig. 34. Aequipotentialflächen an einem Hause.

Diese und viele andere am Boden und in der Höhe unternommenen Beobachtungen lehrten, dass unter normalen Verhältnissen, d. h. bei ruhigem, hellem Wetter, das Potentialgefälle nach oben positiv ist. Ein jährlicher Gang liess sich erkennen, dessen Maximum im Winter, Minimum im Sommer liegt, ferner ein täglicher Gang, welcher vielfach ein Maximum am Abend und ein zweites, kleineres am Morgen

zeigt, jedoch an zahlreichen Orten auch andere Form hat. Mit der absoluten Luftfeuchtigkeit scheint das Potentialgefälle in derartiger Beziehung zu stehen, dass beide Grössen sich in entgegengesetztem Sinne ändern. Und nach oben hin nimmt der Werth des Gefälles derartig ab, dass dasselbe am Boden einige Hundert Volt, in etwa 3000 m Höhe höchstens 10 bis 20 Volt auf je einen Meter ausmacht. Abweichungen hiervon und oftmals recht unregelmässige Vertheilung der Spannung finden sich vor, sobald Wolken oder gar Niederschläge auftreten. Wolken pflegen wie negativ elektrisirte Körper zu wirken, das Vorzeichen der Niederschlagselektricität ist vielfach wechselnd.

Ist aus den Beobachtungen der normalen sog. „Schönwetter-Elektricität“ eine negativ elektrische Ladung des Erdbodens zu folgern, so genügt diese Annahme doch nicht zur Erklärung aller Wahrnehmungen. Wäre nur die Ladung des Bodens wirksam, so könnte das Potentialgefälle sich innerhalb der bei den Luftfahrten erreichbaren Höhe nicht merklich ändern, denn die Wirkung der elektrisch geladenen Erdkugel auf einen äusseren Punkt kommt derjenigen gleich, welche die gleiche und im Erdmittelpunkte befindliche Elektricitätsmenge ausüben würde, und da die Steighöhe des Ballons sehr gering im Vergleiche zum Erdradius ist, der Beobachter also beim Emporsteigen seinen Abstand vom Erdmittelpunkte nur um einen ganz geringen Betrag vergrössert, so kann auch das Potentialgefälle hierbei keine erhebliche Abnahme zeigen. Wäre ferner in der Luft negativ elektrische Ladung vorhanden, so würde der im Ballon aufsteigende Beobachter eine zunehmende Elektricitätsmenge unter sich haben und müsste das nach oben hin positive Potentialgefälle wachsen sehen. Da nun aber bei normaler Elektricitätsvertheilung das Gefälle nach oben hin abnimmt, so muss in solchem Falle die Luft positive Elektricität enthalten.

Von den in neuerer Zeit aufgestellten Theorien der Luftelektricität und Gewitterbildung seien einige hier kurz erwähnt. Sohncke (183) nahm an, dass die Reibung der die tieferen Wolken bildenden Wassertropfen mit den Eistheilchen der höheren Wolken die wesentliche Quelle der Gewitterelektricität sei. Exner (184) schrieb dem vom Boden aufsteigenden Wasserdampf die Eigenschaft zu, negative Elektricität mit sich in die Atmosphäre hinaufzuführen. Arrhenius (185) vermuthete, dass durch die im Sonnenlicht enthaltene ultraviolette Strahlung die Luft leitend gemacht würde, und dass alsdann negative Elektricität aus dem Boden zu den Wolken gelangen könne. Gegen diese Hypothesen sind aber erhebliche Bedenken aus dem seither gewonnenen und oben angeführten Erfahrungsmaterial hergeleitet worden. Die beobachteten Erscheinungen der Niederschlagselektricität können vielleicht durch eine von Elster und Geitel (186) herrührende Darstellung erklärt werden, welche an den Vorgang der Regenbildung anknüpft. Von den eine gewisse Grösse überschreitenden Regentropfen werden im Fallen durch die Reibung der Luft kleine Tröpfchen abgelöst, und da diese sich namentlich vom oberen

Theile der grossen Tropfen abtrennen, werden durch die Influenzwirkung des negativ elektrischen Erdbodens die herabstürzenden grossen Tropfen positiv, die langsamer sinkenden kleinen Tröpfchen negativ elektrisch. So können die beobachteten wechselnden Ladungen des am Boden anlangenden Niederschlages leicht zu Stande kommen.

In neuester Zeit haben Elster und Geitel (187) versucht, die luftelektrischen und Gewittererscheinungen auf das Vorhandensein sogenannter Ionen in der Luft zurückzuführen. Darunter versteht man nach Giese (188) Atome oder Atomgruppen, welche für sich keine geschlossenen Molecüle bilden, einzelne Stickstoff- und Sauerstoffatome, die sich unter Einfluss elektrischer Kräfte bewegen und elektrische Ladungen mit sich führen können. „Ionisirte Luft“ ist demnach solche Luft, deren Molecüle theilweise in Ionen zerfallen sind, und es wird angenommen, dass durch einen, wahrscheinlich den höheren atmosphärischen Schichten angehörenden Vorgang die Luft der freien Atmosphäre zum Theil, wenn auch in den unteren Schichten nur in geringem Grade, ionisirt sei. Durch Schuster (189), J. J. Thomson (190), Zeleny (191) u. A. wurde gezeigt, dass unter Einwirkung derselben elektrischen Kräfte die Geschwindigkeit eines negativen Ions wesentlich grösser ist, als die eines positiven. Fliesst nun ionisirte Luft über einen isolirten Leiter, so wird ein positives und ein negatives Ion, die sich in gleichem Abstande von dessen Oberfläche befinden, vermöge der durch sie bewirkten elektrischen Vertheilung zwar denselben Antrieb gegen den Leiter hin erfahren, das negative wird aber rascher an den Leiter herankommen und kann seine Ladung an diesen schon abgegeben haben, während das langsamer wandernde positive durch den Luftstrom so weit fortgetragen ist, dass es den Leiter überhaupt nicht mehr erreicht. So kann sich der von ionisirter Luft bestrichene Leiter von selbst negativ laden, bis eben diese Ladung den Unterschied der Ionenbeweglichkeit durch die stärkere Anziehung der positiven Ionen ausgleicht. Ist die den Erdkörper umgebende Luft ionisirt, so muss die Erde sich also negativ laden, und in den unteren Luftschichten wird ein Ueberschuss von positiven Ionen vorhanden sein. Wenn hiernach die normalen Verhältnisse der Luftelektricität, insbesondere die negative Ladung des Bodens und das positive, nach oben abnehmende Potentialgefälle verständlich erscheinen, so kann auch die Elektricität der Niederschläge und die Gewitterelektricität auf das Verhalten der Ionen zurückgeführt werden. Es ist nämlich von C. T. R. Wilson (192) neuerdings beobachtet worden, dass die Condensation von Wasserdampf, welche durch Ausdehnung und dynamische Abkühlung dampfhaltiger Luft erzeugt wird, verschieden verläuft je nach der Anwesenheit vorwiegend positiver oder vorwiegend negativer Ionen. Sind die vorhandenen Ionen meistens positiv, so beginnt die Condensation erst, wenn die Luft auf beinahe vier Drittel ihres anfänglichen Volumens ausgedehnt ist; sind die Ionen meistens negativ, so genügt schon die Ausdehnung auf fünf Viertel des Anfangsvolumens, um Tröpfchen ent-

stehen zu lassen. Die zum Anfange der Condensation erforderliche Uebersättigung ist bei vorwiegend positiven Ionen sechsfach, bei vorwiegend negativen Ionen vierfach. Wenn nun bei der Niederschlagsbildung der aufsteigende Luftstrom zur Condensation führt, so beginnt diese an den negativen Ionen und erzeugt in der Wolke zuerst ein Gemisch von negativ geladenen Tropfen mit Luft, welche freie positive Ionen enthält. Die Tropfen fallen mit ihrer negativen Ladung heraus, und bei fortschreitender Condensation wirken auch die positiven Ionen als Condensationskerne, so dass auch ihre Ladung mit den Niederschlägen herabgeht. Diese Erwägungen würden die Gewitterbildung zu erklären um so eher geeignet sein, falls sich aus künftigen Beobachtungen ergäbe, dass die Ionisirung der Luft mit der Höhe zunimmt.

Hiernach sollen nun die grossen, aufrechten Luftwirbel beschrieben werden, welche die barometrischen Minima und Maxima bilden. Man bezeichnet als barometrisches Minimum oder Depression eine Gegend, in welcher der Luftdruck kleiner ist als ringsum. Eine solche Druckvertheilung kann entstehen durch örtliche Erwärmung, durch Condensation, wobei ausser der frei werdenden latenten Wärme auch die Verminderung des Dampfdruckes um den herausfallenden Niederschlag den gesammten Luftdruck verringert, sowie durch Bewegung der Luft, weil eine bewegte Luft-(oder Wasser-)Masse geringeren Druck nach allen Seiten ausübt als eine ruhende. Indem nun am Boden der Druck abnimmt und Luft von allen Seiten herbeiströmt, steigt in der Höhe über derselben Stelle der Druck und bewirkt oben ein Abfliessen der Luft nach allen Seiten. Um dies zu verstehen, denken wir uns ein durch eine aufrechte Zwischenwand in zwei Hälften getheiltes Gefäss, dessen einer Theil Wasser, der andere Oel enthält. Die Flüssigkeiten sollen gleich hoch stehen, und darum ist am Boden des Wassers der Druck grösser als am Boden des Oeles. Wird nun die Scheidewand plötzlich entfernt, so strömt unten das Wasser nach der Seite des Oeles herüber, während oben das Oel über die tiefer sinkende Oberfläche des Wassers sich verbreitet. Und diese Bewegung, welche unten vom Wasser zum Oel und oben umgekehrt gerichtet ist, dauert so lange, bis keinerlei Druckunterschied in gleicher Höhe mehr vorhanden ist, d. h. bis das Wasser den unteren Theil des Kastens ausfüllt und das Oel darüber steht. Stellt man sich vor, dass inmitten eines mit Wasser gefüllten Kastens ein cylindrisches Gefäss mit Oel steht, und dass dieser Cylindermantel plötzlich entfernt wird, so fliesst unten von allen Seiten das Wasser herbei, während das Oel emporsteigt und sich oben ausbreitet. Solche Bewegung findet bei einem barometrischen Minimum statt.

Und stellt man sich umgekehrt inmitten eines mit Oel gefüllten Kastens einen Cylinder vor, der Wasser enthält und dessen Wand plötzlich fortgenommen wird, so folgt, dass unten aus dem Cylinder heraus, nämlich vom hohen Drucke zum niederen, oben dagegen von allen

Seiten heran die Flüssigkeit strömt, bis das Wasser unter dem Oel den Boden des ganzen Gefässes bedeckt. Dieser letztgenannte Vorgang veranschaulicht die Bewegung in der Nähe des barometrischen Maximums, d. h. einer Gegend, deren Luftdruck höher ist als ringsherum. Solche Druckvertheilung kann zu Stande kommen durch Abkühlung, durch Gefrieren von Regentropfen mit Wärmebindung, und durch Bewegungsvorgänge. Wie aus dem Vorstehenden ersichtlich, enthält also das barometrische Minimum einen aufsteigenden Strom und Winde, welche am Boden Luft von allen Seiten herbeiführen, während oben die Luft aus der Mitte heraus abfliesst; das Maximum dagegen hat einen absteigenden Strom und dazu Winde, die unten von der Mitte hinweg, oben nach der Mitte hin führen. Mit Rücksicht auf die Ablenkung der Windbahnen durch Erddrehung (S. 85) ergiebt sich hieraus ein Windsystem mit folgenden Einzelheiten. Auf der nördlichen Erdhälfte, wo die Ablenkung nach der rechten Seite hin stattfindet, würde ohne

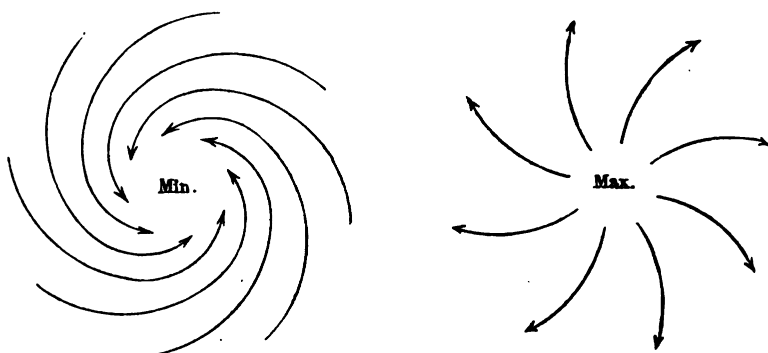


Fig. 35. Barometrisches Minimum und Maximum der nördlichen Erdhälfte.

Einfluss der Erddrehung am Boden der Wind von allen Seiten geradlinig und radial zum Minimum hinströmen. Die Ablenkung nach rechts erzeugt Windbahnen, welche spiralförmig nach innen führen und derartig gekrümmt sind, dass der Wind dem in der Mitte befindlichen niederen Druck seine linke Seite zuwendet und also eine dem Uhrzeiger entgegengesetzte Drehung um die Mitte ausführt. Diese Drehungsrichtung bezeichnet man als cyklonal, und das barometrische Minimum wird daher auch Cyklone genannt. Umgekehrt würde aus dem Maximum ohne Erddrehung der Wind am Boden nach allen Seiten herausströmen und fliesst in Wirklichkeit vermöge der Rechtsablenkung spiralig um das Maximum herum, wobei die Windbahnen ihre rechte Seite dem innen befindlichen hohen Drucke zuwenden und denselben im Sinne des Uhrzeigers umkreisen. Man nennt diese Drehungsrichtung anticyklonal und bezeichnet das barometrische Maximum auch als Anticyklone. Auf der südlichen Erdhälfte wirkt die Erddrehung nach links ablenkend, darum ist der Drehungssinn umgekehrt

und der Wind weht um das barometrische Minimum im Uhrzeigersinne, um das Maximum umgekehrt. In Fig. 35 und 36 sind diese Windbahnen dargestellt, und zugleich ist die verschiedene Windstärke in der Nähe des Minimum und des Maximum durch die grössere und geringere Zahl der gezeichneten Windbahnen angedeutet. Dieser Unterschied ist auf Centrifugalkraft zurückzuführen und kann folgendermaassen begründet werden. Wie bei jeder krummlinigen Bewegung entsteht auch bei der Luftströmung auf gekrümmten Windbahnen das durch Trägheit des bewegten Körpers erzeugte Bestreben, die Bewegung geradlinig fortzusetzen. In jedem einzelnen Punkte der Bahn ist dies Streben, die Centrifugalkraft, vorhanden und nach der äusseren (convexen) Seite gerichtet, und indem nun zu der ablenkenden Kraft der Erddrehung die Centrifugalkraft hinzutritt, wirken beide im Windsysteme des barometrischen Minimums gleichsinnig, in demjenigen des Maximums entgegengesetzt. Bei dem Minimum wird die Luft aus der

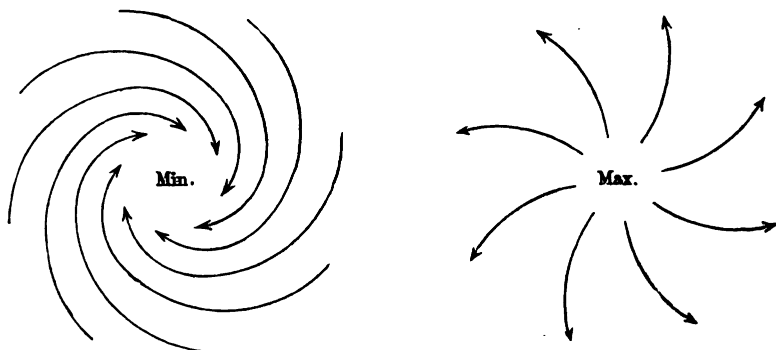


Fig. 36. Barometrisches Minimum und Maximum der südlichen Erdhälfte.

geradlinig nach innen führenden Bahn durch die Erddrehung nach rechts (resp. links auf der südlichen Erdhälfte) auf einen längeren Weg gedrängt und durch die Centrifugalkraft noch weiter von der geraden Strasse fort und zur spiraligen Krümmung hingeführt. Dadurch wird der Weg, auf welchem die Luft zur Ausgleichung des gestörten Gleichgewichtes und des Druckunterschiedes strömt, verlängert und demgemäss die Geschwindigkeit vermehrt, der Wind verstärkt. In der Nähe des Maximums wirkt die Centrifugalkraft gleichfalls nach der convexen Seite der Windbahnen, und also im entgegengesetzten Sinne, wie die Erddrehung, nämlich auf der nördlichen Erdhälfte nach links und auf der südlichen nach rechts. Demnach wird hierbei die von der Erddrehung erzeugte Ablenkung durch das Hinzutreten der Centrifugalkraft verringert, die Bahnen, auf welchen die Ausgleichung des Druckunterschiedes beim Maximum stattfindet, werden verkürzt, und der Wind tritt mit entsprechend geringerer Stärke auf. In der That gehört erfahrungsmässig zu den Eigenschaften des barometrischen Minimums

stärkerer, zu denjenigen des Maximums schwächerer Wind. Insbesondere liegt dem Auftreten von Stürmen stets die Nähe einer Depression zu Grunde.

Die Richtung der oberen Winde führt aus dem Minimum heraus und in das Maximum hinein und ist ausserdem gegen die unteren Winde nach rechts abgelenkt. Man hat auf Grund von Beobachtungen der Cirruswolken die oberen Luftströmungen verfolgen können, die Ergebnisse für die nördliche Erdhälfte nach van Bebber (193) sind in Fig. 37 dargestellt.

Bewölkung und Niederschlag zeigen gleichfalls charakteristisches Verhalten beim Minimum und Maximum. Was zunächst die Depressionen betrifft, so bringt der aufsteigende Strom die Luft unter geringeren Druck, erwirkt also dynamische Abkühlung (S. 22), grosse relative Feuchtigkeit und führt zur Wolkenbildung. Da die barometrischen Minima in fortschreitender Bewegung, und zwar von West nach

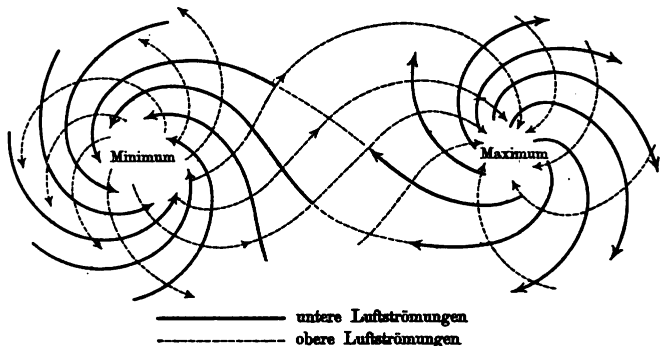


Fig. 37. Untere und obere Luftströmungen im barometrischen Maximum und Minimum der nördlichen Erdhälfte.

Ost zu sein pflegen, und da der obere Theil des Minimums meist voraus-eilt, so dass die Wirbelachse eine in der Fortschreitungsrichtung geneigte Stellung hat, so erscheint dem Beobachter zuerst der höhere Theil des heranziehenden Depressionsgewölkes in Gestalt von streifen- oder schleierförmigen Cirruswolken. Dieselben bewegen sich aus dem Depressionscentrum heraus, entsprechend der in der Höhe herrschenden Druckvertheilung, und erscheinen als Vorboten der herannahenden Depression rechts und vorwärts von deren Weg. Kommt dieselbe näher, so überzieht eine tiefer liegende und dichtere Wolkenschicht den Himmel, alsdann erscheinen unter dieser Hülle dunkle Regenwolken, und es fallen ausgedehnte und dauernde Niederschläge, bis der Depressionskern vorübergezogen ist. Hierauf folgt unter Auffrischen des beim Druckminimum schwach gewordenen Windes wechselnde Bewölkung mit einzelnen Regen-, Schnee- oder Hagelschauern, und bei steigendem Luftdruck und Aufklaren zieht das Minimum ab. Wenn ein tiefes Minimum starke Winde hervorruft, so beobachtet man zuweilen

inmitten der Wolkendecke eine Lücke, durch welche der blaue Himmel sichtbar wird. Diese als „Auge des Sturmes“ bezeichnete Erscheinung ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die im Minimum herrschende starke Wirbelbewegung eine entsprechend grosse Centrifugalkraft erzeugt und demgemäss im Depressionskern eine Druckverminderung, welche von oben her Luft ansaugt. Wenn auf diese Art in der Wirbelachse ein schmaler absteigender Strom entsteht, bewirkt er durch dynamische Erwärmung das örtliche Verdampfen der Wolkenmasse und die erwähnte Wolkenlücke.

Im Gegensatze zur Depression erzeugt das barometrische Maximum klaren Himmel, denn der absteigende Strom führt die Verdampfung der etwa hineingerathenen Wasser- oder Eistheilchen herbei und schliesst demnach das Auftreten von Niederschlag im Gebiete der Anticyklone völlig aus. Die Luft ist klar und relativ trocken, wie es der absteigenden Bewegung entspricht. Auf die Temperatur wirken die barometrischen Minima und Maxima in zweifacher Weise, durch die Wärmeverhältnisse der vom Winde herbeigeführten Luftmassen und durch Beeinflussung der Strahlung. Der erstere Umstand kommt namentlich bei Depressionen in Folge ihrer stärkeren Luftbewegung zum Ausdruck und kann für unsere Gegenden dahin ausgesprochen werden, dass auf der (meist vorangehenden) Ostseite der Minima die Winde aus südlicheren Gegenden kommen und steigende Temperatur bewirken, während in dem (meist die Rückseite bildenden) westlichen Theil die aus nördlicheren Gegenden kommenden Winde zur Abkühlung führen. Die entsprechenden Vorgänge in der Umgebung der Maxima sind leicht herzuleiten, kommen aber wenig in Betracht, weil es sich dort immer nur um schwache Winde handelt. Andererseits wird ein sehr wesentlicher Einfluss der Druckvertheilung auf die Temperatur durch Strahlung erzeugt. Wie oben (S. 10) erörtert, ist die Bodentemperatur und die von ihr abhängige Lufttemperatur das Ergebniss der zweifachen Strahlung, welche von der Sonne her dem Boden Wärme zuführt und vom Boden aus Wärme in den Weltraum hinein zerstreut. Wenn die Wärmezufuhr der ersteren Strahlung überwiegt, wie am Tage und im Sommer, dann steigt die Temperatur; ist dagegen, wie bei Nacht und im Winter, die Ausstrahlung grösser, so sinkt die Temperatur. Diese Vorgänge treten um so wirkungsvoller auf, je freier die gesammte Strahlung geschehen kann, und werden andererseits um so weniger merkbar sein, je mehr die Strahlung durch Wolken gehindert ist. Der klare Himmel des barometrischen Maximums bringt also im Sommer Wärme, im Winter Kälte mit sich und vergrössert ausserdem in jeder Jahreszeit die Tagesschwankung der Temperatur. Die zum Minimum gehörende Wolkendecke dagegen verringert die Strahlung, verringert auch die Grösse der Tagesschwankung und bringt im Sommer kühles, im Winter warmes Wetter. Während der dazwischen liegenden Jahreszeiten Frühling und Herbst überwiegt durchschnittlich keine der beiden Strahlungen, im

Einzelfall aber kommt dann in Betracht, ob die gerade herrschende Temperatur über oder unter dem langjährigen Mittel der Jahreszeit liegt. Denn je mehr Wärme der Boden hat, um so mehr kann er abgeben und um so stärker ist seine Ausstrahlung. Darum werden bei einer über dem Mittel liegenden Temperatur die Strahlungsverhältnisse denjenigen des Winters gleichen, bei Temperaturen unter dem Mittel denen des Sommers. Und hieraus ergiebt sich die Regel: Im Frühling und Herbst bringt, wenn die Temperatur über dem Durchschnittswerth der Jahreszeit liegt, das Minimum Erwärmung, das Maximum Abkühlung, dagegen bei unter dem Durchschnitt liegender Temperatur das Minimum Abkühlung, das Maximum Erwärmung.

Indem wir uns nun einer ausführlicheren Schilderung der Minima zuwenden, ist vor Allem über deren Ortsveränderung zu berichten, weil diese von ganz besonderer Wichtigkeit für den Verlauf der Witterungserscheinungen und also auch für deren Voraussagung ist. Die Richtung, nach welcher die Minima fortschreiten, ist vorzugsweise die östliche. Nur in den Tropen pflegen sie umgekehrt gegen Westen sich zu bewegen. Vielleicht ist diese aus der Erfahrung hergenommene Regel auf das oben (S. 89 u. Fig. 19) geschilderte allgemeine Windsystem und darauf zurückzuführen, dass die Depressionen der in ihrer Umgebung und namentlich in den oberen Luftschichten herrschenden Windrichtung folgen. Dabei ergiebt sich für die Vertheilung der Witterungselemente an der Vorder-(Ost-)Seite und an der Rück-(West-)Seite folgendes, von Mohn (194) aufgestellte Schema:

Vorderseite.	Rückseite.
Wind von östlich bis südöstlich, südlich, südwestlich bis westlich; alle diese Winde kommen aus südlicheren Gegenden.	Wind von westlich bis nordwestlich, nördlich, nordöstlich bis östlich; alle diese Winde kommen aus nördlicheren Gegenden.
Temperatur steigend.	Temperatur fallend.
Dampfmenge zunehmeud.	Dampfmenge abnehmend.
Bewölkung zunehmend und dicht.	Bewölkung abnehmend.
Niederschlag zunehmend und stark.	Niederschlag in Schauern und abnehmend.
Barometer fallend.	Barometer steigend.

Hieraus wie auch aus Fig. 35 und 36 (S. 116 u. 117) ergiebt sich die allmähliche Aenderung der Windrichtung beim Vorüberziehen einer Depression. Wenn diese, wie gewöhnlich, gegen Osten sich bewegt, so beginnt ihr Vorübergang mit südlichen und endet mit nördlichen Winden, die inzwischen erfolgende Drehung der Windfahne geschieht im verschiedenen Sinne, je nachdem der Beobachter auf der rechten oder linken Seite des vom Depressionscentrum beschriebenen Weges sich befindet. Zieht die Depression nördlich vom Beobachter vorüber, und befindet dieser sich also auf der rechten Seite, so beginnt der Wind mit Süd oder Südwest und geht über West nach Nordwest oder Nord herum; die Windfahne

dreht sich alsdann im Sinne des Uhrzeigers, und man bezeichnet diese Richtungsfolge als Rechtsdrehen oder Ausschiessen des Windes. Wenn dagegen die Depression südlich vom Beobachter vorbeizieht, so geht der Wind von Süd oder Südost über Ost nach Nordost oder Nord herum, und die Windfahne dreht sich gegen den Uhrzeiger; dies nennt man Zurückdrehen oder Krimpen des Windes. Nord- und namentlich Mitteleuropa liegen auf der rechten Seite der allermeisten Depressionsbahnen. Darum ist in unseren Gegenden das Rechtsdrehen des Windes viel häufiger als das Gegentheil, und der Westwind tritt besonders häufig auf. Vielleicht ist es diesem Umstande zuzuschreiben, dass so viele grossen Städte nach Westen hin wachsen und dass die neuesten und elegantesten Stadttheile auf dieser Seite zu liegen pflegen, denn hier ist erfahrungsmässig die reinste (von aussen hergewehte) Luft zu finden, und die westlichen Quartiere bieten günstigere gesundheitliche Bedingungen als die übrigen, welchen der Westwind bereits verbrauchte und mit Rauch und städtischem Staub verunreinigte Luft zuführt.

Die Annäherung einer Depression macht sich gewöhnlich zuerst durch sinkenden Luftdruck und langsames Auffrischen des nach Süd herumgehenden Windes bemerkbar, dann erscheint am westlichen Horizont der rechts vorwärts vom Minimum befindliche (oben S. 118 schon erwähnte) Cirrusschirm, Nachts oftmals die Erscheinung des Mondhofes erzeugend, während der Wind in dem bereits beschriebenen Sinne weiter herumgeht. Die Geschwindigkeit, mit welcher die Depressionen fortschreiten, ist sehr verschieden und beträgt für Europa im Mittel etwa 7 bis 8 m in der Secunde, entsprechend der Geschwindigkeit eines mässigen Windes. Nach van Bebber (195) ist sie am grössten über Frankreich, dem südlichen Nordseegebiet, Deutschland und Oesterreich-Ungarn, am geringsten über Südschweden, Finnland und Nordwestrussland, während sie über Italien etwa dem Mittelwerthe entspricht. Im Sommer nimmt beim Erreichen der europäischen Küsten die Geschwindigkeit merklich ab. Diejenigen Depressionen, welche von stürmischen Winden begleitet sind, schreiten rascher als andere fort.

Cl. Ley (196) giebt eine Anzahl von Regeln über das Fortschreiten der Minima, von welchen wir die folgenden anführen:

Gebiete niederen Druckes haben die Neigung, in aussertropischen Breiten mehr oder weniger schnell ostwärts sich zu bewegen. In Westeuropa schwankt die Richtung gewöhnlich zwischen Nordnordost und Südsüdost. Dabei hat jedes Depressionsgebiet die Neigung, mit einem Winkel von etwa 45° gegen die niederen Isothermen fortzuschreiten. Die Minima wandern ferner am leichtesten in solcher Richtung, dass der höchste allgemeine Druck rechts bleibt (auf der nördlichen Erdhälfte; auf der südlichen links).

Hiernach haben in unseren Gegenden die Minima also die Neigung, beim Fortschreiten die höhere Temperatur rechts

hinter sich und den höheren Druck gleichfalls rechts zu behalten. Die Seite des höheren Druckes oder grössten Gradienten (S. 87) ist in der Wetterkarte sofort an den dichter zusammengedrängten Isobaren erkennbar.

In Betreff der Einwirkung, welche hiernach die Vertheilung von Temperatur und Druck auf die Bewegung der Minima hat, sind durch van Bebber (197) noch ferner die folgenden Regeln aus der Erfahrung hergeleitet worden:

Ist die Vertheilung des Druckes und diejenige der Temperatur in der Umgebung der Depression nach demselben Sinne gerichtet, so schreitet die Depression nahezu senkrecht zum Druck- und Temperaturgradienten fort, d. h. in Richtung der Isobaren und Isothermen.

Sind Druck und Temperatur in entgegengesetztem Sinne vertheilt, so wird die Bewegung der Depression gehemmt oder ganz aufgehoben (stationäre Depression); dabei nimmt die Depression eine längliche, verzerrte Form an und verflacht sich, wobei die Längsachse meist in die Richtung der Isobaren und Isothermen fällt. An dem Ende dieser Achse lösen sich häufig Theilminima ab und folgen dann der Luftströmung.

Ist keiner dieser beiden Fälle vorhanden oder kreuzen sich die Isothermen und Isobaren unter einem grösseren Winkel, so pflegt die Depression der Vertheilung sowohl von Druck wie auch von Temperatur Rechnung zu tragen und eine mittlere Richtung einzuschlagen.

Die Verfolgung der Depressionsbewegungen hat gelehrt, dass dieselben vorzugsweise auf gewissen Strassen verlaufen, und zur Herleitung dieser bevorzugten Depressionsbahnen geführt. Dieselben treten je nach der Jahreszeit in verschiedener Häufigkeit hervor, bilden aber keineswegs die einzigen Wege, auf welchen die Minima fortschreiten, sondern nur etwa der vierte Theil aller Depressionen schlägt diese Bahnen ein und verweilt längere Zeit darauf. Die übrigen Minima ziehen theilweise und für kurze Strecken auf einzelnen Depressionsbahnen oder bewegen sich auch als „erratische“ Minima ganz unabhängig von diesen.

In Fig. 38 ist eine Uebersicht der verschiedenen Depressionsbahnen nach van Bebber (198) dargestellt, wobei die Breite ein Maass für die Häufigkeit ihres Vorkommens bildet. Auf Grund der Erfahrungen der 15 Jahre 1876 bis 1890 können die einzelnen Zugstrassen folgendermaassen geschildert werden.

Zugstrasse I beginnt nordwestlich von Schottland, führt nordostwärts, dann an der Küste Norwegens entlang über den Polarkreis hinaus und theilt sich hier in vier Strassen, von denen eine zum Eismeere, die zweite (Ic) zum Weissen Meere, die dritte und vierte südostwärts nach dem Inneren Russlands verlaufen. Die in unseren Wetterkarten vorkommenden Minima dieser Strasse sind meist nur Randbildungen (Theilminima) solcher Depressionen, deren Kern in der Nähe von

Island sich nach Nordosten bewegt. Im Winter und Herbst ist diese Zugstrasse am häufigsten, im Frühjahr am seltensten besucht. Der Einfluss der hier fortschreitenden Minima auf das Wetter unserer Gegenden hängt meist auch von der gleichzeitigen Lage des barometrischen Maximums ab; durchschnittlich bringen solche Minima uns warmes, ziemlich heiteres Wetter und wenig Niederschläge.

Zugstrasse II führt vom Meere zwischen den Faröer und Schottland fast rein östlich über Skandinavien nach dem Finnischen Busen; dort

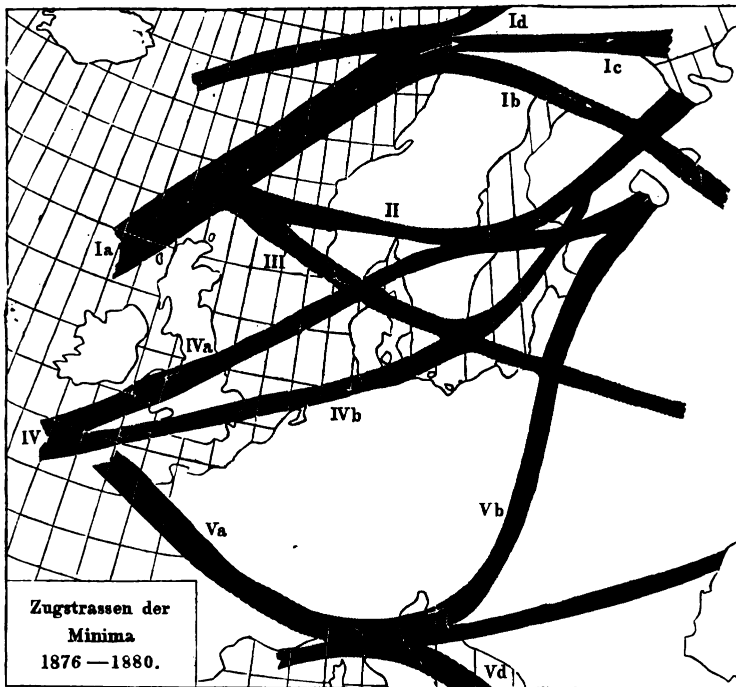


Fig. 38. Depressionsbahnen nach van Bebber.

biegt ein Theil der Depressionen nach Nordosten um, ein anderer zieht ostwärts weiter nach dem Inneren Russlands. Diese Zugstrasse ist vorzugsweise in der kälteren Jahreszeit bemerkbar, und die auf ihr fortschreitenden Depressionen pflegen unser Wetter viel mehr zu beeinflussen, als die Minima der Zugstrasse I. Stärkere, mitunter stürmische Luftbewegung, grössere Bewölkung und grössere Regenwahrscheinlichkeit zeichnen Zugstrasse II aus.

Zugstrasse III gehört gleichfalls und noch mehr als Zugstrasse II der kälteren Jahreszeit an. Sie verläuft von den Shetlandinseln südostwärts nach dem Skagerrak und Südschweden, um dann entweder nach Osten umzubiegen oder südostwärts nach dem inneren oder süd-

lichen Russland fortzuschreiten. Die hier wandernden Depressionen bringen starke Bewölkung, ausserordentlich grosse Regenhäufigkeit, ferner Abkühlung und böiges Wetter im Westen, Erwärmung und starke Luftbewegung im Osten.

Zugstrasse IV. Diese im Sommer und auch im Herbst häufig besuchte Zugstrasse beginnt im Südwesten der Britischen Inseln und führt ostnordostwärts entweder über das Skagerrak oder über die Helgoländer Bucht nach Finnland und dem Weissen Meere. Die Depressionen dieser Strasse bringen unseren Gegenden raschen Witterungswechsel, zuerst starke Erwärmung, nachher vielfach ebenso starke Abkühlung, starke Bewölkung, grosse Regenwahrscheinlichkeit und in der wärmeren Jahreszeit häufige und umfangreiche Gewittererscheinungen. Einige unserer schwersten Stürme bewegten sich auf dieser Zugstrasse.

Zugstrasse V führt ungefähr parallel mit Zugstrasse III von den Britischen Inseln südostwärts durch Frankreich nach dem Mittelmeer und theilt sich hier, die aus Westen kommenden Minima aufnehmend, hauptsächlich in drei Arme. Von diesen geht einer südostwärts nach Griechenland, ein zweiter ostwärts nach dem Nordufer des Schwarzen Meeres, und der dritte, für uns wichtigste, nordostwärts zum Finnischen Meerbusen. Die südostwärts durch Frankreich wandernden Depressionen bringen für Deutschland südöstliche und östliche Winde, im Winter kaltes Wetter, im Frühjahr nicht selten Nachtfröste; die zum Finnischen Busen ziehenden Minima erzeugen in Deutschland nördliche Winde, im Osten starke Niederschläge und zuweilen Ueberschwemmung, sowie im Winter mitunter Schneestürme, und im Westen im Winter trockenes Frostwetter, im Frühjahr Nachtfröste. Der erste Theil dieser Zugstrasse (Va) ist in der kälteren Jahreszeit am häufigsten besucht und fehlt im Sommer fast vollständig, der andere Theil (Vb) zeigt im Frühjahr die grösste Häufigkeit.

Die folgende Tabelle enthält Angaben über die Häufigkeit der Minima auf den einzelnen Zugstrassen in den Jahren 1876 bis 1889 nach van Bebber (199) und lässt die jahreszeitliche Verschiedenheit der Zugstrassen erkennen:

Zugstrasse	I	II	III	IV	Va	Vb	Summe
Winter	46	**32**	**23**	10	**15**	12	138
Frühjahr	29	11	16	11	11	21	90
Sommer	37	12	3	**34**	1	14	101
Herbst	**50**	19	14	23	11	**25**	142
October bis März	86	**52**	**46**	34	**28**	37	283
April bis September	76	22	10	**44**	10	35	197
Jahr	162	74	56	78	38	72	480

In der Praxis sucht man die Frage, welchen Weg eine heranziehende Depression nehmen wird, auf Grund dieser Angaben sowie besonders nach den auf S. 121 gegebenen Regeln zu beantworten, also unter Beachtung der Vertheilung von Druck und Temperatur. In der wärmeren Jahreszeit liegt die grössere Wärme im Binnenlande, darum sind alsdann die Zugstrassen II, III und V a wenig besucht, auf deren linker Seite ausgedehnte Continentalflächen liegen. Dagegen zeigt die Zugstrasse IV im Sommer und Herbst ihre grösste Häufigkeit, denn sie hat auf der rechten Seite das nordeuropäische Binnenland.

Haben sich Druck- und Temperaturvertheilung einmal günstig für eine bestimmte Zugstrasse gestaltet, so pflegen die Depressionen auf dieser hinter einander fortzuschreiten, bis die Wetterlage sich geändert hat und eine andere Depressionsbahn bevorzugt.

Einige Beispiele der durch barometrische Minima regierten Witterung sind in unseren Abbildungen enthalten. So giebt Taf. XIV die von der Seewarte verbreitete Wetterkarte vom 14. Juni 1899 wieder und zeigt ein tiefes Minimum über Westrussland mit trübem, nassem und windigem Wetter und, der warmen Jahreszeit entsprechend, Abkühlung. In Taf. XV sehen wir ein am 29. December 1899 über Westeuropa liegendes winterliches Minimum, welches Erwärmung brachte. Bemerkenswerth ist hier auch die winterliche Wärme über der Ostsee. Taf. XVI zeigt die am 19. Juni 1899 bemerkbaren „Gewittersäcke“ (S. 99) südlich von Irland und über Nordwestfrankreich, dazwischen ein Temperaturmaximum, davor (östlich) viele Gewitter. Und Taf. XVII enthält die am 30. Juli 1897 über Südosteuropa liegende flache und ausgedehnte Depression, welche ergiebige und weit verbreitete Regengüsse sammt nachfolgender Ueberschwemmung mit sich brachte.

Wenn zum Ueberschauen der Wetterlage und ihrer bevorstehenden Aenderungen die eben geschilderten Eigenschaften der Minima von Wichtigkeit sind, so hat man es andererseits auch nicht unterlassen, ähnliche Studien an das Erscheinen und Fortschreiten der barometrischen Maxima zu knüpfen. Sie haben zwar wegen der geringen Windstärke weniger Mannigfaltigkeit und Veränderlichkeit, als die Depressionen, sind aber doch für viele Witterungslagen derartig maassgebend, dass man auch sie oftmals der Prognose zu Grunde legen kann. Brounow (200), der die europäischen Maxima der vier Jahre 1876 bis 1879 untersuchte, unterscheidet constante Maxima, die während des ganzen Jahres mit geringen Schwankungen an einer Stelle verbleiben, halbjährige Maxima, die in der gemässigten Zone zur warmen Jahreszeit über dem Meere, zur kalten Jahreszeit über dem Lande entstehen und keine bestimmte Ortsveränderung zeigen, sowie endlich temporäre Maxima, die, kleiner als die vorigen, in der gemässigten und kalten Zone bei fortschreitender Bewegung schnell entstehen und verschwinden. Von dieser letzteren Art wurden aus der genannten Zeit 132 Maxima mit ihren Bahnen studirt; die häufigste Richtung des Fortschreitens war im Winter

und Frühling gegen Ostsüdost, im Sommer gegen Ostnordost, im Herbst gegen Ost, überhaupt im ganzen Jahre gegen Ostsüdost gerichtet. Für die Minima hatte derselbe Forscher die Hauptzugrichtung gegen Ostnordost gefunden. Die mittlere Tagesgeschwindigkeit des Fortschreitens wurde a) als wirkliche Geschwindigkeit auf den krummen Bahnen der Centra, und b) als geradliniger Betrag der von einem Morgen zum anderen erfolgten Ortsveränderung untersucht. Man fand:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
a)	610,5	654,9	621,6	654,9	643,8
b)	588,3	632,7	610,5	632,7	621,6

Kilometer für den Tag. Dem zu b) angegebenen Jahresmittel von 621,6 km (7,2 m in der Secunde) entspricht für die Minima etwa der nämlichen Jahre die Tagesgeschwindigkeit von 666 km (7,7 m in der Secunde).

Einzelne, besonders häufige und charakteristische Lagen barometrischer Minima oder Maxima hat man als Wettertypen bezeichnet und genauer beschrieben. So sind von Hoffmeyer (201) Wintertypen für den Nordatlantischen Ocean hergeleitet werden, indem er aus vieljährigen Durchschnittswerthen die mittleren Isobaren des Monats Januar zeichnete und darin drei Minima fand; deren bedeutendstes lag südwestlich von Island und je ein secundäres auf der Ostseite gegen das Eismeer und auf der Westseite gegen die Davisstrasse hin. Jedes derselben kann dazu kommen, „die Hauptrolle zu spielen“, d. h. auf das Wetter von Europa einen maassgebenden Einfluss zu üben.

Ferner hat Teisserenc de Bort (202) ähnliche Studien veröffentlicht, welche besonders an die von ihm als „Actionscentra“ bezeichneten Stellen anknüpfen. Dies sind solche Gegenden, deren physikalische Beschaffenheit oder Bodenform die gleichmässige Vertheilung von Druck und Temperatur stören und das Auftreten grosser barometrischer Maxima oder Minima, der „Actionscentra der Atmosphäre“, herbeiführen. Solche Centra, deren Verlagerungen den grössten Einfluss auf das Wetter ausüben, sind in der kalten Jahreszeit:

1. Ein Maximum zwischen Azoren, Madera und Spanien, welches sich nach Osten (Südwestwinde und milder Winter), nach Nordosten bis Frankreich oder Mitteleuropa (ruhiges, heiteres und kaltes Wetter daselbst), nordwärts nach dem Biscayischen Golf (Nordwestwinde und nasskaltes Wetter für Frankreich und das westliche Mitteleuropa) oder noch weiter nördlich über die Britischen Inseln hinaus (Schnee im westlichen Mitteleuropa) verschieben kann.

2. Das sibirische Maximum, welches über Mittelasien seine grösste Beständigkeit hat und sich in einen östlichen und einen westlichen, bis Skandinavien reichenden Theil (continentale Winde und kalter Winter) oder derartig zerlegen kann, dass der westliche Theil bis nach Mitteleuropa gelangt und dort mit dem Maximum von Madera sich vereinigt

(„Strahlungswinter“, kalt und klar). Drittens kann das Maximum auch südwärts sich verlagern und tritt dann an Intensität zurück.

3. Das oceanische Minimum, auf welches auch Hoffmeyer (201) schon hingewiesen hat, und das sich bei Island zu befinden pflegt. Folgende Besonderheiten seiner Lage kommen in Betracht. Ein Minimum liegt über dem Eismeere und Finnmarken, ein zweites an der grönländischen Küste (in Nordeuropa warmer Winter, in Mitteleuropa Witterung je nach Lage des Maximums); oder das Minimum liegt südlicher, über der Nordsee und Skandinavien, während zugleich das Maximum der Rossbreiten (S. 74) nach Norden verschoben sein kann (nasskaltes Wetter in Mitteleuropa als Wirkung der von Nordwesten ziehenden Theildepressionen); oder das Minimum befindet sich über den Britischen Inseln und zugleich meist hoher Druck über Nordrussland (milde, zuweilen unruhige Witterung in Westeuropa); oder es liegen Minima an der französischen Westküste und über dem Mittelländischen Meere, zugleich ein Maximum über Nordwesteuropa (Abkühlung durch Continentalwinde); oder endlich ein übrigens seltener vorkommendes Minimum liegt südlich von den Azoren (anhaltende Kälte und Trockenheit im westlichen Mitteleuropa).

Hiernach hat Teisserenc de Bort (202) folgende Wintertypen hergeleitet:

Typus A. Kalt und trocken. Von dem in zwei Theile zerspaltenen sibirischen Maximum liegt das westliche Stück über Westsibirien, Nordrussland und Finnland.

Typus B. Strahlungswinter, klar und kalt. Das Maximum von Madera liegt in Frankreich und Deutschland.

Typus C. Feuchtkalt, häufig Schneefälle. Das oceanische Minimum ist nach Norden verschoben, relativ niederer Druck liegt über Centraleuropa und Mittelmeer.

Typus D. Milder Winter. Das Maximum von Madera liegt über Spanien und einem Theil des Mittelmeeres, niedriger Druck über Nordeuropa.

Typus E. Gleichfalls milder Winter. Das oceanische Minimum liegt über den Britischen Inseln, zuweilen auch Frankreich, das sibirische Maximum reicht bis nach Nordrussland.

Während die vorstehenden Typen sich auf die kalte Jahreszeit beschränken, hat man seither auch Wettertypen für das ganze Jahr aufgestellt, ausgehend von der Erwägung, dass gewisse ähnliche und durch Lage der barometrischen Maxima und Minima definirbare Wetterlagen häufig wiederkehren, dass sie dabei eine gewisse Erhaltungstendenz sowie eine jährliche Periode zeigen, und dass aus ähnlichen Wetterlagen sich auch ähnliche Witterungserscheinungen entwickeln. Durch van Bebber und Köppen (203) wurden 20 Wettertypen, die sich durch die Lage des höheren Druckes von einander unterscheiden, definirt. Bald darauf stellte van Bebber (204) fünf Hauptwetterlagen für Europa auf, die

maassgebend für die Witterung Deutschlands und seiner Umgebung sind und sich dem Gedächtniss leicht einprägen. Es sind die folgenden:

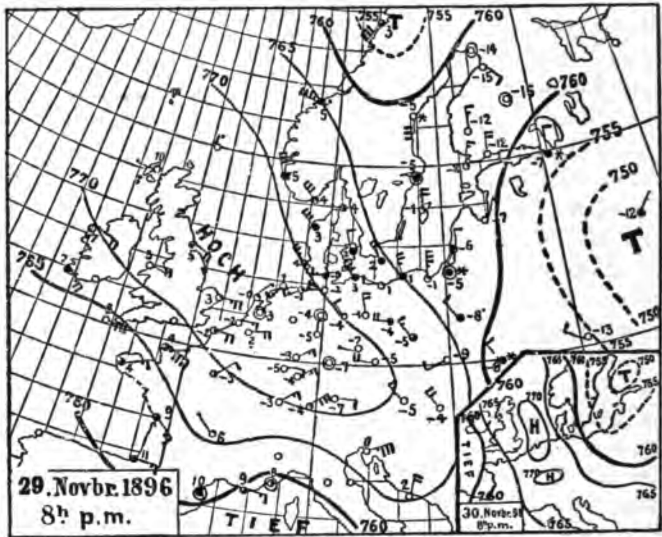


Fig. 39. Typus I.

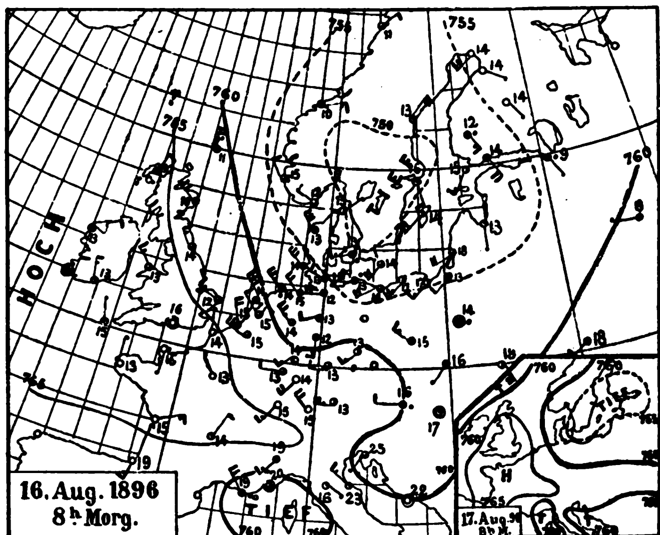


Fig. 40. Typus I.

Typus I. Hochdruckgebiet über West- und Nordwesteuropa, etwa über den Britischen Inseln und deren Nachbarschaft, Depressionen

über östlicheren Gegenden. In unseren Gegenden wehen böige, feuchte, kalte Winde aus nördlichen Gegenden, namentlich aus Nordwest. Der

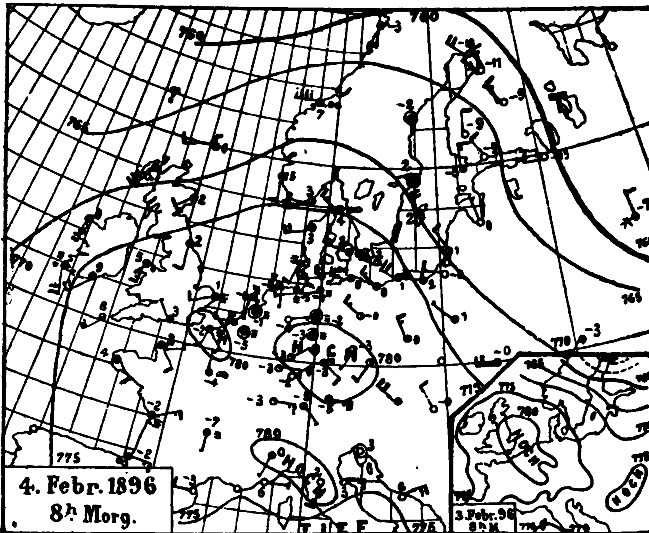


Fig. 41. Typus II.

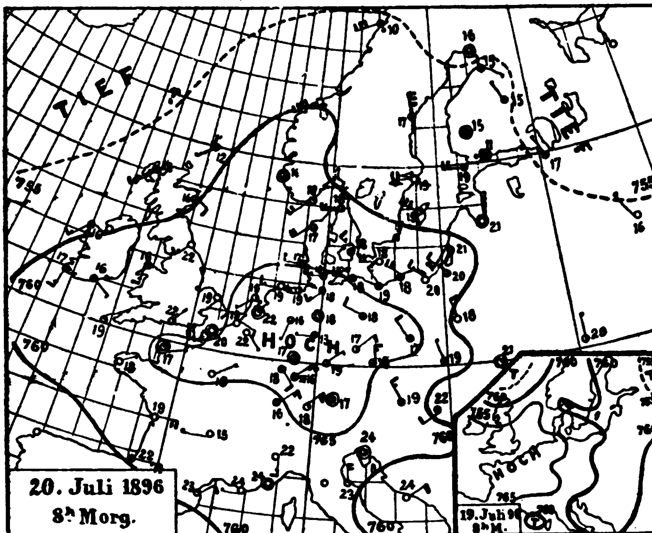


Fig. 42. Typus II.

Typus kommt hauptsächlich in der wärmeren Jahreszeit vor und bewirkt (in Verbindung mit Typus V), dass unsere Sommer häufig so kühl sind und so oft verregnen.

Typus II. Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, speciell über Deutschland, Depressionen erst in grösserer Entfernung (Strahlungstypus).

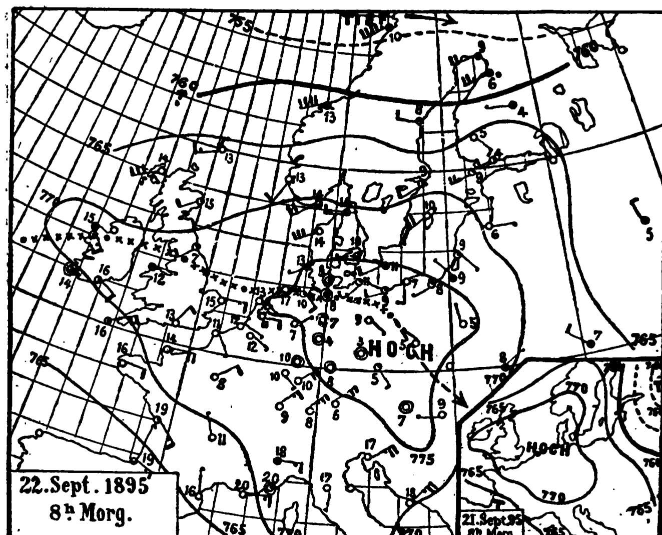


Fig. 43. Typus II.

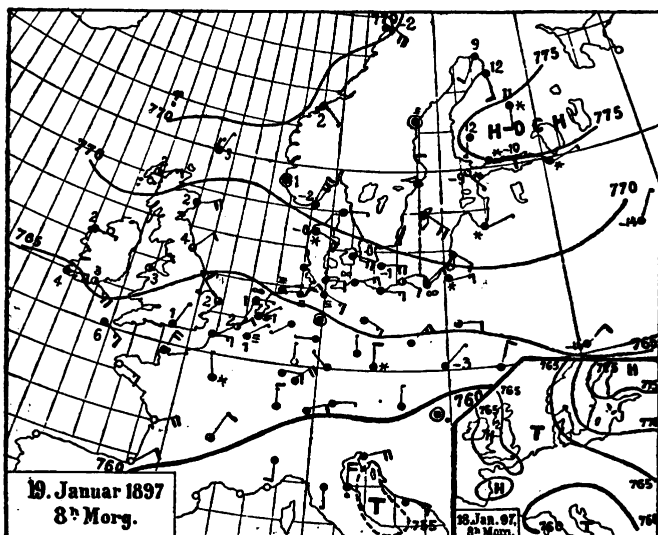


Fig. 44. Typus III.

Dieser Typus ist namentlich in den Sommermonaten und im Frühherbst häufig und zeichnet sich aus durch schwachen und veränderlichen Wind,

vielfach heitere oder neblige Witterung, geringe Niederschläge und Temperaturverhältnisse, die der Strahlung entsprechen, d. h. im Sommer

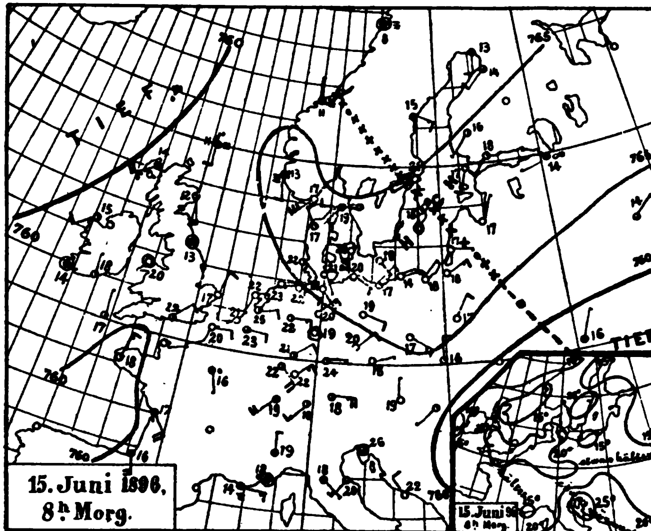


Fig. 45. Typus III.

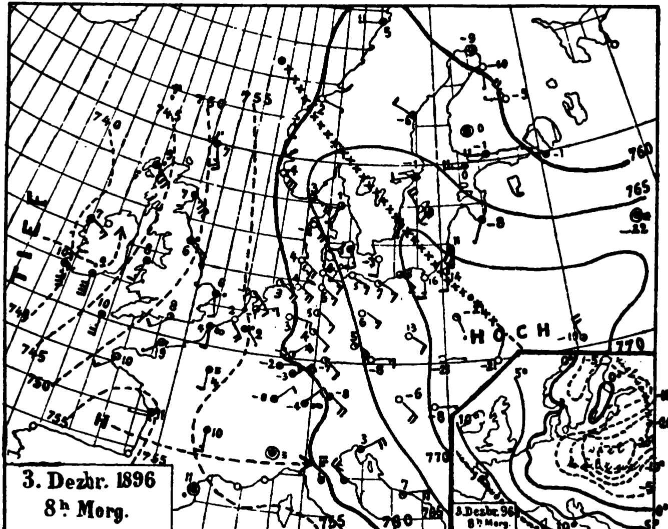


Fig. 46. Typus IV.

bis zum September sonnige und warme Tage mit Trockenheit, zuweilen bis zu Dürrperioden gesteigert, im Winter und Herbst Nebel und Kälte,

im Spätfrühjahr und Frühherbst bei klaren Nächten öfters Nachtfrost und Reif, namentlich wenn Typus I in Typus II übergeht.

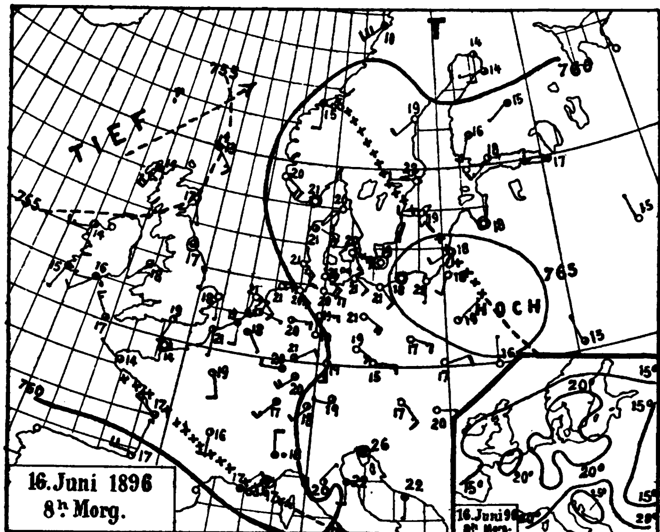


Fig. 47. Typus IV.

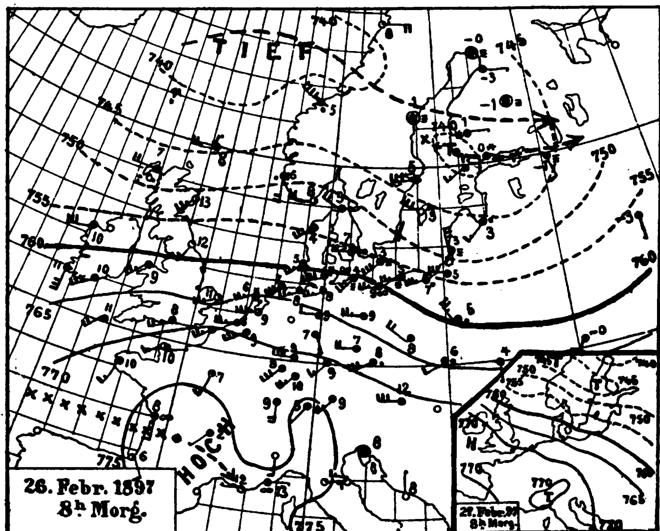


Fig. 48. Typus V.

Typus III. Hochdruckgebiet über Nord- oder Nordosteuropa, Depressionen südlich davon, namentlich über dem Mittelmeere oder der

Biscayasee. Es wiegen östliche und nordöstliche Winde vor, meist Landwinde und daher trocken, im Winter kalt, im Sommer meist warm. Dieser Typus gehört hauptsächlich der kälteren Jahreszeit an und pflegt (zusammen mit Typus II) unsere strengen Winter zu erzeugen; er bringt im Winter meist trübes, im Sommer und Frühling vorwiegend heiteres Wetter.

Typus IV. Hochdruckgebiet über Osteuropa, Depression über Westeuropa. Ein vorwiegend dem Winter und Herbst angehöriger Typus mit südöstlichen und südlichen Landwinden, welche im Allgemeinen trocken und warm sind, kalt nur dann, wenn in Südosteuropa kaltes Winterwetter herrscht.

Typus V. Hochdruckgebiet über Südeuropa, Depressionen über nördlicheren Gegenden. Dies ist der häufigste aller Wettertypen, in

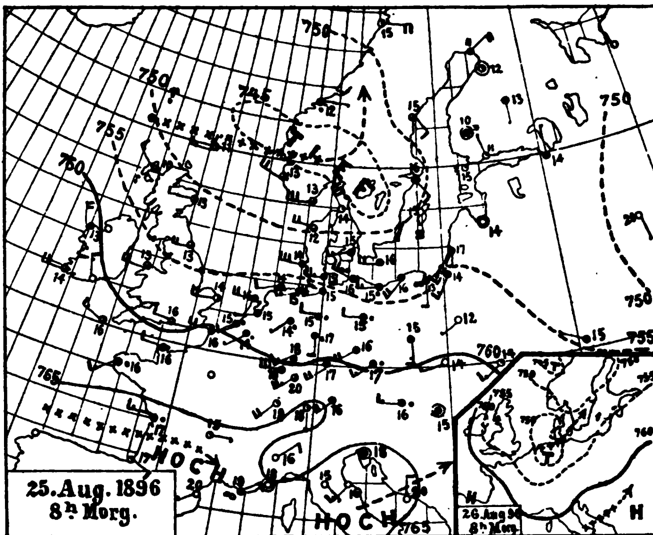


Fig. 49. Typus V.

allen Jahreszeiten vorkommend, nur im Frühjahr und Spätherbst etwas seltener. Südliche und westliche Winde oceanischen Ursprungs, die also im Winter warm und im Sommer kühl sind, mildern die Winterkälte wie die Sommerhitze. Im eigentlichen Sommer ist dieser Typus besonders häufig und bringt dann windiges, nasskühles Wetter. Unter seiner Herrschaft kommen in unserer Gegend die meisten Stürme vor, und namentlich wenn das barometrische Maximum über Frankreich liegt, ist unruhige Witterung am wahrscheinlichsten.

Zur weiteren Erläuterung dieser Typen sind in Fig. 39 bis 49 einzelne Wetterlagen nach van Bebber (204) dargestellt, welche jeden der fünf eben geschilderten Hauptwettertypen durch Beispiele aus der kalten und

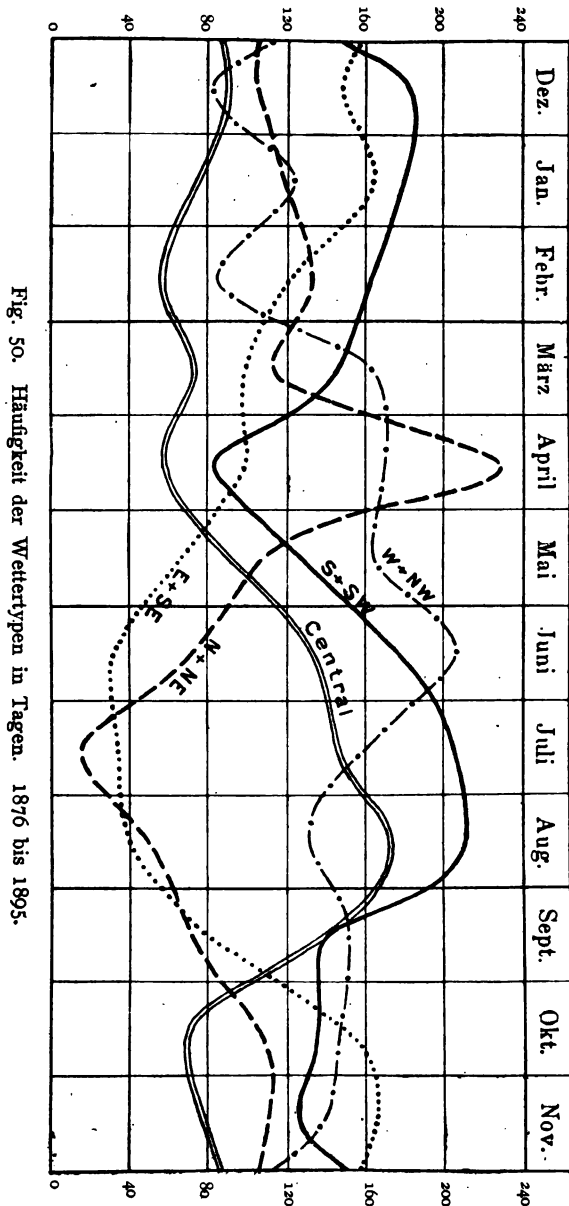


Fig. 50. Häufigkeit der Wettertypen in Tagen. 1876 bis 1895.

aus der warmen Jahreszeit mit Hinzufügung je eines benachbarten Tages (auf den Nebenkärtchen in der rechten unteren Ecke) anschaulich machen. Die Temperaturen sind durch Zahlen angegeben, die Zugrichtungen

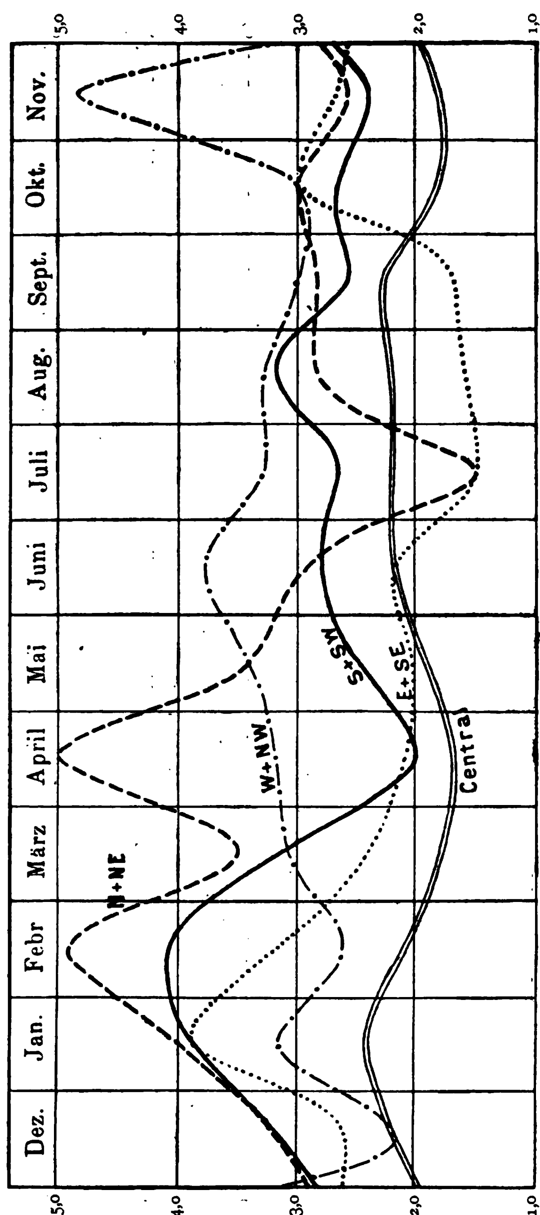


Fig. 51. Dauer der Wettertypen in Tagen. 1876 bis 1895.

der Maxima und Minima durch gekreuzte oder gestrichelte Linien und Pfeile.

Ferner sind, gleichfalls nach van Bebber (204) und auf Grund der zwanzigjährigen Aufzeichnungen von 1876 bis 1895, durch Fig. 50 die

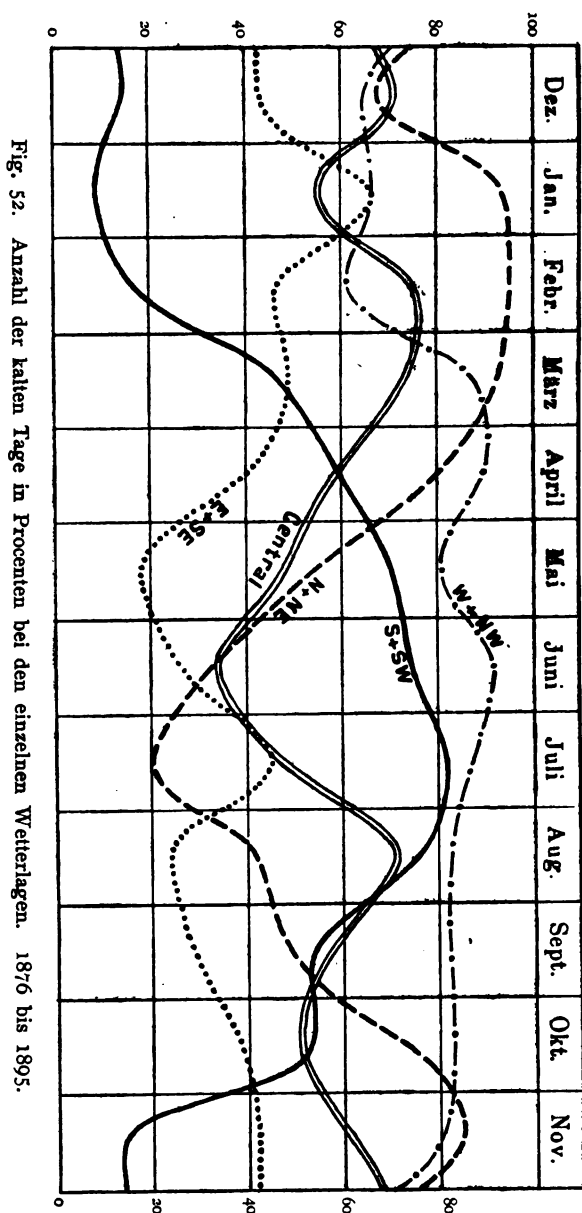


Fig. 52. Anzahl der kalten Tage in Procenten bei den einzelnen Wetterlagen. 1876 bis 1895.

Häufigkeit der einzelnen Wettertypen in Tagen, durch Fig. 51 (a. v. S.) die Dauer derselben in Tagen, und durch Fig. 52 die Anzahl der kalten Tage bei den einzelnen Typen in Procenten (die Ergänzung zu 100 ergiebt die Zahl der warmen Tage) dargestellt.

So umfangreich sich auch die vorstehende Darlegung der Regeln, Zugstrassen und Typen gestaltete, gehört doch zu ihrer Vervollständigung und Ausnutzung noch etwas: die örtlichen Wetterregeln. Ueberall begegnet man denselben in der Bevölkerung, und namentlich die im Freien betriebenen und vom Wetter abhängigen Berufsarten sind reich an Erfahrungssätzen dieser Art. Solche Regeln vornehm als Aberglauben zu bezeichnen, wäre ebenso verkehrt wie ihre kritiklose Anwendung. Oftmals spricht sich in diesen auf Himmelsfärbung, Wolkenformen, Verhalten der Thiere u. s. w. beruhenden Meinungen die Erfahrung vieler Generationen aus, nicht selten freilich auch eine missverstandene Erfahrung, und wer eine derartige Ueberlieferung ernsthaft ausnutzen will, muss sie vorher an der eigenen Erfahrung prüfen. Dabei dürfte es zur Vermeidung von Selbsttäuschung nothwendig sein, das Eintreffen oder Ausbleiben eines vermutheten Zusammenhanges jedesmal schriftlich zu notiren und erst nach ausreichend langer Zeit die gewonnenen Aufzeichnungen zu prüfen. Auf solche Art kann das Ergebniss frei von vorgefassten Meinungen erkannt werden.

Und noch viel wichtiger als die hergebrachten Regeln ist für denjenigen, welcher das Wetter voraussehen will, die eigene, örtliche Beobachtung. Welche Zugstrassen, welche Typen oder welche sonstigen Einzelheiten hauptsächlich für das Wetter des eigenen Wohnorts in Betracht kommen, kann nur die an demselben Orte gewonnene Erfahrung lehren. Nicht minder wird durch örtliche Wahrnehmungen allein die unentbehrliche Ergänzung der von einzelnen Hauptstationen herkommenden Prognosen möglich. Wir werden im nächsten Capitel sehen, wie diese Hauptstationen die Schilderung der augenblicklichen allgemeinen Wetterlage zu verbreiten und eine Vermuthung über deren bevorstehende Aenderung hinzuzufügen pflegen. Welche gleichzeitigen Aenderungen in der örtlichen Wetterlage aber eintreten werden, kann natürlich nicht für alle einzelnen Landestheile von der Hauptstation aus mitgetheilt werden, sondern das ist nur durch örtliche Beobachtung und auf Grund der örtlichen Erfahrung zu sagen. Seit einer Reihe von Jahren pflegt die Kritik der aufgestellten Prognosen zu dem Ergebniss zu führen, dass etwa vier Fünftel der Voraussagungen eintreffen. Trotz der zweifellosen und grossen Fortschritte, welche die wissenschaftliche Erkenntniss der Witterungserscheinungen zu verzeichnen hat, ist diese Zahl von 80 Trefferprocenten nicht merklich gestiegen, sondern es scheint damit die Grenze der Leistungsfähigkeit für die bisherige Art der Wettervoraussagung erreicht zu sein. Eine weitere Förderung darf aber vielleicht von der Zukunft erwartet werden, sofern es gelingt, die Empfänger der Prognosen an eigenes Nachdenken über dieselben und an deren Ergänzung auf Grund der örtlichen Beobachtungen und Erfahrungen zu gewöhnen.

Witterungsdienst.

Unter diesem Namen fasst man diejenigen Einrichtungen und Leistungen zusammen, welche das Voraussagen des Wetters ermöglichen sollen. Bisher ist es erst gelungen, mit einem durchschnittlichen Erfolg von wenig über 80 Procent Treffern (d. h. Eintreffen von vier Fünfteln) die Witterung des nächsten Tages zu vermuthen. Für die Voraussagung auf mehrere Tage sind zwar höchst beachtenswerthe Bestrebungen und Studien in Gang gebracht worden, jedoch bisher noch nicht mit demjenigen Erfolg, welcher eine allgemeine Einführung solcher Methoden rechtfertigen könnte. Um nun das für morgen bevorstehende Wetter zu beurtheilen, muss man das heutige Wetter kennen und aus diesem unter Benutzung der in den bisherigen Capiteln dieses Werkes angegebenen Regeln und Gesetze die Prognose herleiten. Wie man die Beobachtungen vieler Stationen in der Wetterkarte zu einem übersichtlichen Gesammtbilde vereinigt, wurde in der Einleitung dargelegt. Der Umstand, dass nur für den nächsten Tag eine Voraussagung stattfinden kann, zwingt zu möglichster Beschleunigung des ganzen Verfahrens, damit die Prognose noch früh genug verbreitet werden kann, um den Betheiligten Nutzen zu bringen.

Demnach hat der Witterungsdienst folgende Aufgaben zu lösen. An den einzelnen, über ganz Europa zerstreuten Stationen werden am Morgen Beobachtungen angestellt, deren Ergebnisse sogleich an alle diejenigen Hauptstationen zu melden sind, in welchen man Prognosen aufstellt. Hier wird auf Grund des einlaufenden Materials die Wetterkarte gezeichnet, die Einzelheiten des für den nächsten Tag vermutheten Wetters werden hergeleitet, und diese Prognose muss dann an die Betheiligten mitgetheilt werden. Alles dies hat so zeitig und so rasch zu geschehen, dass die Prognose spätestens am Nachmittag verbreitet wird und den für den nächsten Tag zu treffenden Anordnungen zu Grunde gelegt werden kann. Es erscheint darum leicht begreiflich, dass die Einrichtung eines solchen Witterungsdienstes erst möglich wurde, als man die Mittheilung der Beobachtungsergebnisse auf telegraphischem Wege bewirken konnte. Den ersten Anstoss dazu gab während des Krimkrieges ein schweres Unwetter, welches am 14. November 1854 auf und an dem Schwarzen Meere tobte und der englischen und französischen Flotte sowie dem am Lande lagernden Heere grossen Schaden zufügte. Dieser vielgenannte „Sturm von Balaklava“ war von Westen herangezogen und an vielen anderen Orten Europas wahrgenommen, ehe er den Kriegsschauplatz erreichte. Eine telegraphische Warnung hätte dem Unwetter voraus eilen und namentlich die Schiffe zum Aufsuchen sicherer Ankerplätze veranlassen, also viel Unheil verhüten können. Solche Erwägungen führten dahin, dass zuerst in Frankreich und dann allmählich auch in anderen Ländern mit der Einrichtung eines

Witterungsdienstes begonnen wurde. Man verbreitete zunächst nur täglich eine „Uebersicht", d. h. die telegraphisch von den Stationen des Landes an eine Centralstelle gemeldeten Beobachtungsergebnisse, und fügte später noch eine Vermuthung über das kommende Wetter hinzu.

In Deutschland hatte G. Neumayer (205) auf einer Versammlung deutscher Geographen zu Frankfurt a. M. im Juli 1865 die Gründung einer Anstalt empfohlen, welche die Ausnutzung wissenschaftlicher Arbeit für die seemännische Praxis zur Aufgabe haben sollte. Am 1. Januar 1868 wurde durch W. v. Freeden mit Staatsunterstützung in Hamburg die Norddeutsche Seewarte ins Leben gerufen; von den geplanten zwei Abtheilungen, für Seefahrt und für Meteorologie, wurde aus Mangel an Geldmitteln nur die erste eingerichtet; ihre Arbeit bestand in Förderung der maritimen Meteorologie durch Bearbeitung der von zahlreichen Schiffsführern eingelieferten Beobachtungsbücher, Ausgabe von Segelanweisungen, Discussion verschiedener Seewege über den Nordatlantischen Ocean, überhaupt Sicherung und Kürzung der Seewege. Am 2. bis 6. September 1873 tagte in Wien der Meteorologen-Congress und erklärte es für wünschenswerth, dass Centralstellen für die Pflege der maritimen Meteorologie in allen Staaten eingerichtet würden, in welchen die Interessen es erheischten und solche Anstalten noch nicht beständen. Alsdann begann die als Reichsanstalt begründete Deutsche Seewarte zu Hamburg am 1. Januar 1875 ihre Thätigkeit unter Leitung von G. Neumayer, der seither an der Spitze des Instituts gestanden hat und demselben hoffentlich noch recht lange seine unvermindert gebliebene Leistungsfähigkeit widmen wird. Von den vier Abtheilungen der Seewarte (maritime Meteorologie; Instrumente, namentlich magnetische; Witterungskunde und Sturmwarnung; Chronometerprüfung) interessirt uns hier namentlich die dritte, welcher der Prognosendienst obliegt. Schon vor Gründung der Seewarte hatte ein telegraphischer Witterungsdienst in Berlin bestanden, indem täglich aus 20 deutschen und einigen französischen, norwegischen, schwedischen, niederländischen, belgischen, russischen und türkischen Stationen Beobachtungsergebnisse einliefen und zum Theil nach Paris, Brüssel, Pera, Christiania, Kopenhagen, Petersburg, Stockholm ausgingen, ausserdem auch den wichtigsten Häfen, sowie den Zeitungen und sonstigen Abonnenten mitgetheilt wurden. Dieser wettertelegraphische Verkehr wurde am 1. Januar 1876 vom Berliner Haupttelegraphenamt auf die Seewarte übertragen, zugleich aber namentlich der Inlandsverkehr neu organisirt durch Einrichtung neuer Stationen und Annahme der im Auslande bereits eingeführten Scalen, Zeiten und Depeschenformen. Luftdruck und Temperatur, die bisher von den deutschen Stationen in Pariser Linien und Réaumurgraden angegeben waren, wurden nun ebenso wie im Auslande durch Millimeter und Celsiusgrade ausgedrückt. Die Beobachtungen, welche der telegraphischen Berichterstattung zu Grunde lagen, fanden um 8 Uhr Morgens (Ortszeit) statt, ergänzt durch einige am Nachmittag (Anfangs 4 Uhr, seit 1. Januar 1877

2 Uhr) und am Abend ausgeführten Ablesungen. Und für den Inhalt der Depeschen wurde die am 14. September 1874 in Utrecht vereinbarte Chiffre-Schrift, welche bei den ausländischen Depeschen vorher schon meistens benutzt war, eingeführt. Diese Schrift ermöglicht es, unabhängig von der Sprache der Betheiligten durch 10 Ziffern den gesammten Inhalt einer einmaligen Beobachtung auszudrücken. Da je fünf Ziffern gleich einem Wort gerechnet und bezahlt werden, so ordnet man das chiffrirte Beobachtungsergebniss in zwei Gruppen nach dem Schema

BBBWW SHTTT.

Darin bedeutet B den durch die drei ersten Ziffern mitgetheilten Barometerstand, unter Weglassung der 7 und des Kommas durch Zehner, Einer und Zehntel Millimeter ausgedrückt, selbstverständlich nach geschehener Reduction auf 0° und auf Meeresniveau. Die vierte und fünfte Ziffer (W) giebt die Windrichtung an, indem man die Zahlen von 00 bis 32 derartig im Kreise angeordnet denkt, dass sie von Nord (32) über Ost (08), Süd (16) und West (24) herumgehen. Demnach bedeutet 04 Nordost, 06 Ostnordost u. s. w. Die sechste Ziffer (S) bedeutet die Windstärke in Beaufortscala, die siebente (H) den Himmelszustand, nämlich 0 wolkenlos, 1 heiter, 2 halbbedeckt, 3 wolkig, 4 bedeckt, 5 Regen, 6 Schnee, 7 Dunst, 8 Nebel, 9 Gewitter. Durch die drei letzten Ziffern wird die Temperatur in Celsiusgraden (Ganze und Zehntel) ausgedrückt; beträgt sie weniger als 10°, so lautet die achte Ziffer 0, bei Minustemperaturen wird die Zahl der Grade um 50 vermehrt angegeben. Es bedeutet also z. B. in den drei letzten Ziffern 038 eine Temperatur von 3,8°, und 624 die Temperatur — 12,4°. Werden die Beobachtungen mehrerer Stationen zu einer „Sammeldepesche" vereinigt, so geschieht dies in fest bestimmter Reihenfolge und ohne Nennung der einzelnen Ortsnamen. Sind von einem Orte die Nachrichten ausgeblieben, so schreibt man dafür „fehlt" oder nennt den Namen der Station, aus welcher die nachfolgenden Ziffern stammen.

Das bei der Seewarte telegraphisch einlaufende Nachrichtenmaterial wurde an Häfen, Zeitungen und einzelne Privatleute gesandt. Auch für die telegraphische Uebermittelung von Form und Verlauf der Isobaren wurde ein Ziffernsystem eingeführt. Die Karte von Europa war durch senkrechte und wagerechte Linien in kleine Quadrate getheilt, deren je 100 zu grösseren Quadraten zusammengefasst waren. Durch eine Ziffer für das grössere Quadrat und zwei weitere Ziffern für Vertical- und Horizontalreihe in demselben konnte ein jedes kleine Quadrat bezeichnet werden. Man wählte so viel Punkte auf den Isobaren, als zu deren Wiedergabe erforderlich schien, und konnte jeden derselben durch drei Ziffern des Isobarentelegramms übermitteln. Ausserdem begann man am 1. September 1876 mit der Ausgabe von Prognosen. Zunächst wurden dieselben nur auf den täglich erscheinenden autographirten Wetterkarten mitgetheilt, seit dem Sommer 1877 an die in Hamburg und Altona erscheinenden Blätter ausgegeben (mit Gültigkeit für den

nordwestlichen Küstenstrich von Schleswig bis Holland), später aber auch an die Weserzeitung u. s. w. telegraphirt. Ferner wurde der theilweise schon seit 1864 bestehende Sturmwarnungsdienst an den Küsten neu eingerichtet, so dass von Hamburg aus die Thätigkeit der Signalstellen geregelt und das Zeigen der weithin sichtbaren Sturmwarnungs-Signale in jedem Einzelfalle telegraphisch angeordnet werden kann. Die Signale sind folgende: Eine Kugel („Sturmball") bedeutet: „Atmosphärische Störung vorhanden, Telegramm an der Signalstelle." Aus Kegeln bestehen die Signale für Sturm, und zwar bedeutet:

ein Kegel, Spitze oben: Nordweststurm,
zwei „ „ „ : Nordoststurm,
ein „ „ unten: Südweststurm,
zwei „ „ „ : Südoststurm.

Ferner bedeutet eine Flagge Rechtsdrehen, zwei Flaggen Linksdrehen des Windes.

Und endlich wurden autographirte Wetterkarten, welche Uebersicht und Prognosen enthielten, mit der Post versendet. Der Abonnementspreis dafür beträgt 15 Mk. vierteljährlich.

Während die Sturmwarnungen zur dauernden Einrichtung wurden, haben die telegraphisch von Hamburg an die Zeitungen gesandten Prognosen nach einigen Jahren wieder aufgehört. Es hatten diese Depeschen zwar an vielen Orten Deutschlands Aufnahme und günstige Beurtheilung gefunden, doch waren die entgegenstehenden Schwierigkeiten von vornherein seitens der Direction der Seewarte erkannt und gewürdigt worden. Die Sammlung und Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen, deren Ausnutzung für Herausgabe von Segelanweisungen und für klimatologische Untersuchungen, der sich stetig entwickelnde Sturmwarnungsdienst und manche andere Aufgabe nahmen die verfügbaren Kräfte der Seewarte reichlich in Anspruch. Dazu kam die Erwägung, dass die Vertheilung von Luftdruck und Wind sammt ihren jeweiligen Aenderungen sehr viel sicherer aus der Wetterkarte beurtheilt und vorhergesagt werden kann, als die von örtlichen Einwirkungen stark und mannigfach modificirten Erscheinungen der Temperatur und des Niederschlages, und dass also die Sturmwarnung, bei welcher Druck und Wind vorwiegend in Betracht kommen, unter wesentlich günstigeren Bedingungen bearbeitet werden kann, als die auf Temperatur und Niederschlag gerichtete Prognose, welche doch gerade für die Bedürfnisse der Landwirthschaft von besonderer Wichtigkeit ist. Gerade die vielen örtlichen Einflüsse und Besonderheiten, die für die Prognose des Binnenlandes beobachtet werden müssen, können unmöglich an einer einzigen und für das ganze Land gemeinsamen Centralstelle die gebührende Berücksichtigung finden, und es ist von vornherein eine wesentlich grössere Sicherheit des Eintreffens bei denjenigen Prognosen zu erwarten, welche nur für ein kleineres Gebiet aufgestellt wurden, und bei deren Herleitung man sowohl die Besonderheiten des örtlichen Klimas wie auch den

jeweiligen örtlichen Witterungszustand beachten konnte. Durch solche Ueberlegungen wird es begreiflich, dass im Frühjahr 1884 die telegraphischen Prognosen der Seewarte zunächst aufhörten, um so begreiflicher, da ein Ersatz wenigstens für einige Staaten durch inzwischen geschaffene besondere Einrichtungen geboten wurde. Unverändert blieb indessen diejenige Thätigkeit der Seewarte, welche der Versorgung inländischer Abonnenten mit dem telegraphisch verbreiteten thatsächlichen Beobachtungsmaterial gewidmet war, und neuerdings ist hierfür sogar eine wesentliche und sehr dankenswerthe Verbesserung hinzugekommen. Während bis dahin täglich zwei Hamburger Sammeldepeschen Mittags 12 Uhr und Nachmittags 2 Uhr (theilweise auch noch später) an die Empfänger gelangten und voll bezahlt werden mussten, ist seit dem 1. Mai 1900 die Einrichtung getroffen, dass jede deutsche Postanstalt mit Telegraphenbetrieb täglich zwischen 9½ und 10 Uhr Vormittags die erste Abonnementsdepesche, enthaltend das telegraphisch übermittelte Ergebniss der 8-Uhr-Beobachtung von 32 Stationen (17 deutschen, 4 englischen, 2 französischen, 1 niederländischen, 2 dänischen, 2 norwegischen und 4 schwedischen) liefern kann, ferner zwischen 10 und 11 Uhr eine zweite Abonnementsdepesche, enthaltend eine kurze Uebersicht der Witterung und eine Prognose. Für die erste Depesche beträgt der Abonnementspreis 20 Mk., für die zweite 10 Mk. monatlich. Ausserdem wird um die Mittagszeit noch eine (in Berlin zwischen 1 und 1¼ Uhr eintreffende) voll bezahlte „Ergänzungsdepesche" den meteorologischen Instituten und Interessenten zur Verfügung gestellt, welche die 8-Uhr-Beobachtungen von 17 weiteren Stationen enthält. Die Zahl der Abonnenten betrug Ende Mai 1900 für die erste Abonnementsdepesche 57, für die zweite 208, für beide 46. In Folge dieser Neuerungen ist es jetzt möglich geworden, die Prognosen so früh fertig zu stellen, dass sie nicht bloss in den Abendzeitungen erscheinen, sondern auch an die Landbewohner rechtzeitig ausgegeben und bei den wirthschaftlichen Anordnungen für den nächsten Tag berücksichtigt werden könnten. Ehe wir die Hoffnungen und Wünsche besprechen, welche sich an diese neuesten Aenderungen knüpfen, soll der jetzige Stand des Witterungsdienstes verschiedener Länder kurz dargelegt werden.

Was zunächst Deutschland betrifft, so hat das Königreich Sachsen bereits 1878 ein „meteorologisches Bureau für Wetterprognosen" eingerichtet, zuerst in Leipzig, später nach Chemnitz verlegt. Man empfängt dort gegen 10 Uhr Vormittags die erste Hamburger Abonnementsdepesche mit Nachrichten aus 32 Stationen, ferner Postkarten von 10 sächsischen Stationen und ein Telegramm vom Fichtelberg (1213 m) mit Nachrichten vom Vortage. Auf Grund dieses Materials wird eine Wetterkarte gezeichnet, danach eine Uebersicht der Witterung entworfen, und diese sammt den Beobachtungsergebnissen, welche aus Hamburg und aus dem Lande einliefen, sowie neuerdings auch eine Prognose, werden von 11 Uhr ab durch Boten resp. durch

Post an einige in Chemnitz, Dresden und Leipzig erscheinende Abendzeitungen gesendet. Nicht mehr berücksichtigt kann bei der Prognose die Hamburger Ergänzungsdepesche werden, welche mit den Beobachtungen weiterer 17 Stationen um 1 Uhr Mittags eingeht und gleichfalls durch Boten und Post in Chemnitz, Leipzig und Dresden verbreitet wird. In früheren Jahren wurde auch eine telegraphische Prognose ausgegeben, welche chiffrirt aus einer dreiziffrigen Zahl bestand und, um Fehler zu vermeiden, in Buchstaben telegraphirt wurde. Man hat aber schon 1887 hiervon Abstand genommen und von da ab die Prognose nur zur Uebung des Personals aufgestellt, bis in neuester Zeit dieselbe wieder den Abendzeitungen zugänglich gemacht wurde. Ein autographirter Wetterbericht mit Wetterkarten wird mittels Steindruck hergestellt und von 4 Uhr ab versendet. Derselbe kostet vierteljährlich 2 Mk. und hat etwa 60 Abonnenten.

In Bayern hat die Königl. bayerische meteorologische Centralstation zu München seit dem 1. Mai 1881 die Herausgabe von Prognosen besorgt. Dieselben werden auf Grund der einlaufenden Beobachtungsnachrichten aufgestellt, zwischen 2½ und 3 Uhr telephonisch an das Telegraphenamt abgegeben und von diesem im vollen Wortlaut verbreitet. Jede bayerische Telegraphenstation nimmt Abonnements zu 3 Mk. monatlich, 8 Mk. vierteljährlich, 15 Mk. halbjährlich an, wobei der Abonnent die Depesche täglich abholen lassen muss. Die Betheiligung an diesem Abonnement ist jedoch eine geringe, theilweise deshalb, weil ohnehin durch die Zeitungen die Witterungsaussichten verbreitet werden. Die „Münchener Neuesten Nachrichten“ bringen im Vorabendblatt einen meteorologischen Vorbericht ohne Prognose, enthaltend die Nachrichten aus Bayern, Schweiz, Tirol und Oesterreich, den eigentlichen Wetterbericht sammt Prognose erst am folgenden Morgen. Eine Wetterkarte erschien früher während einiger Jahre in der „Allgemeinen Zeitung“. Jetzt wird eine solche, und zwar eine grössere über Luftdruckvertheilung und eine kleinere über Temperaturvertheilung, nur noch in dem Wetterberichte der Centralstation verbreitet, welcher in schwarzem, autographischem Ueberdruck auf blauem Unterdruck ausser den Karten eine tabellarische und textliche Uebersicht der Witterung, sowie die Prognose für den folgenden Tag enthält und durch saubere, klare Ausführung sehr geeignet für öffentlichen Anschlag ist. Dieser Bericht kommt um 4 Uhr Nachmittags zur Versendung und kostet bei Zustellung durch die Post jährlich 18 Mk.; für Abonnenten, die den Wetterbericht in der lithographischen Anstalt abholen lassen, ist der Preis auf 14,40 Mk. und für die meteorologischen Stationen auf nur 8 Mk. ermässigt. Der für Herausgabe des Wetterberichtes geleistete Staatszuschuss beträgt 600 Mk. Dem Wetterbericht gratis beigegeben und ausserdem an die Beobachter vertheilt wird eine im Winter wöchentlich erscheinende Karte der Schneehöhe im Königreiche Bayern.

In Württemberg besteht seit Sommer 1881 ein Prognosendienst.

Die Königliche meteorologische Centralstation zu Stuttgart stellt Mittags 12 Uhr eine „Vorprognose“ auf, welche von drei Stuttgarter Zeitungen veröffentlicht und mit je 250 Mk. bezahlt wird. Ausserdem wird in den Monaten Juni bis September um 11 Uhr die „6-Wort-Prognose“ ausgegeben und telegraphisch verbreitet. Sie dient hauptsächlich den Zwecken der Landwirthschaft, und es werden nur die Depeschenkosten dafür erhoben. Private bezahlen 10 Mk. monatlich, 24 Mk. für drei Monate, 32 Mk. für vier Monate. Für die landwirthschaftlichen Bezirksvereine, welche abonniren, trägt die Königliche Centralstelle für die Landwirthschaft die Abonnementskosten, dagegen sind die Vereine verpflichtet, die Prognosen öffentlich anschlagen zu lassen und über dieselben eine regelmässige Kritik monatlich einzuliefern. Von den vorhandenen 64 Bezirksvereinen hatten 44 im Jahre 1900 dies Verhältniss eingegangen. Die zweite, eigentliche Wettervorhersage wird mit der Wetterkarte gedruckt und um 4 Uhr Nachmittags ausgegeben, zu spät, um am gleichen Tage noch im ganzen Lande verbreitet zu werden. Das Material dazu, nach dem Stande von 8 Uhr früh, erhält die Centralstation telegraphisch bis 3 Uhr von der Seewarte gegen Bezahlung und ausserdem aus Bayern, Württemberg, der Schweiz und mittelbar aus Frankreich und Italien auf Grund eines vor langen Jahren getroffenen Abkommens gebührenfrei. Die gedruckte Karte mit Prognose wird in etwa 60 Exemplaren verbreitet und kostet jährlich 13 Mk.

In Baden hat man 1882 ein Wetternachrichtenbureau zu Karlsruhe eingerichtet und von dort Wetterkarten mit Prognosen verbreitet, sowie auch telegraphische Vorhersagen ausgesendet. Das Interesse daran wurde aber immer geringer, und schon 1884 nahm man vom telegraphischen Aussenden der Prognosen Abstand. Die Wetterkarte wurde mehrere Jahre hindurch von der Karlsruher Zeitung täglich veröffentlicht, doch hat auch dies aufgehört. Auf Grund der Hamburger Nachrichten wird die Karte jetzt regelmässig gezeichnet und an einem öffentlichen Platz in Karlsruhe angeschlagen. Dazu wird ein erläuternder Text abgefasst, in dem seit 1891 — allerdings nicht immer — Witterungsvorhersagen eingeflochten sind, und welcher von drei Karlsruher Zeitungen abgedruckt wird. Der raschen Verbreitung von Wetterkarten ist die langgestreckte Form des Landes hinderlich.

Für Elsass-Lothringen ist ein meteorologischer Landesdienst in Strassburg eingerichtet. Aus der Witterung des Vortages, aus Depeschen benachbarter Stationen, welche die um 8 Uhr früh gemachten Beobachtungen enthalten, und aus örtlichen Beobachtungen wird am Morgen die Prognose hergeleitet und um 9 Uhr telephonisch an die Mittagszeitungen abgegeben, deren Versand um 10½ Uhr Vormittags beginnt. Diese Prognose ist meist bis 4 Uhr im ganzen Lande verbreitet. Karten werden nicht ausgegeben.

Neben diesen staatlichen Einrichtungen bestehen in Deutschland auch private Anstalten zur Ausübung des Witterungsdienstes. So hat

die den Herren A. und R. Faber gehörige „Magdeburgische Zeitung" schon seit April 1881 an ihrer Wetterwarte eine mit den besten Registrir- und sonstigen Apparaten versehene Beobachtungsstation eingerichtet und veröffentlicht telegraphische Prognosen sowie täglich im Abendblatt eine Wetterkarte. Die zuerst von R. Assmann eingerichtete und geleitete Wetterwarte hat jetzt zum Leiter Herrn R. Weidenhagen.

In Berlin werden seit 1884 von dem Berliner Wetterbureau Karten und Prognosen für die Zeitungen geliefert. Man empfängt dort die täglichen drei Hamburger Telegramme (erste und zweite Abonnements-, sowie Ergänzungsdepesche), ferner etwaige Sturmwarnungen der Seewarte, und dazu von Wien ein Telegramm mit Beobachtungsergebnissen aus der Schweiz und Italien. Auf Grund dieses Materials wird eine Prognose aufgestellt, welche in zahlreichen Berliner Abendzeitungen erscheint und auch von Morgenzeitungen sowie von auswärtigen Blättern übernommen wird. Ausserdem wird nach einem besonderen Verfahren eine Wetterkarte hergestellt, welche zur Zeit in der Abendausgabe von neun Berliner Zeitungen abgedruckt wird. Die technische Herstellung dieser im Rotationsdruck zu vervielfältigenden Zeitungskarten wird dadurch erschwert, dass vom Eingange des letzten Materials bis zur Ablieferung der druckfertigen Karte jetzt nur $1^1/_4$ Stunden zur Verfügung stehen. Die wissenschaftliche Leitung des Berliner Wetterbureaus wird seit dessen Begründung durch Herrn Dr. Less geübt.

Auch in Aachen, Köln, Frankfurt a. M., Königsberg u. s. w. bestehen Einrichtungen, durch welche die Zeitungen in Stand gesetzt sind, Abends Wettervorhersagungen für den folgenden Tag zu bringen.

Erwähnt sei ferner noch ein Versuch zur Verbreitung der Prognosen auf dem Lande, welcher in den Monaten Juni bis September 1900 mit gutem Erfolge im Oberlahnkreise unternommen wurde. Herr Oberlehrer Freybe an der Landwirthschaftsschule zu Weilburg an der Lahn stellte auf Grund der beiden Hamburger Abonnementsdepeschen die Prognose bis 11 Uhr Vormittags auf, worauf sie im Laufe des Nachmittags durch die beiden Zeitungen des Ortes nach 20 Ortschaften des Kreises und ausserdem durch Postkarten nach 10 weiteren Ortschaften, in welchen die Zeitungen erst am folgenden Tage anlangten, verbreitet wurde. Von 11 Uhr ab hing die fertige Wetterkarte des Tages im Vorraum der Landwirthschaftsschule aus. Die Kosten der täglichen Hamburger Depeschen (monatlich 30 Mk.) wurden von dem Kreise und dem landwirthschaftlichen Bezirksverein getragen, die Herstellungs- und Portokosten der Postkarten von den Orten, an welche sie gelangten. Für das Jahr 1901 plant man eine Erweiterung des Prognosenbezirks auf das ganze Lahngebiet von Wetzlar bis Ems mit Nebenthälern. Die Voraussagen werden bis $11^1/_2$ Uhr fertig gestellt und dann durch die Post als Drucksache oder mit Hülfe des Fernsprechers weiter gegeben. Sämmtliche täglich erscheinenden Zeitungen des Bezirks drucken

die Nachrichten ab. Dadurch gelangen diese an demselben Nachmittage nach etwa 60 Ortschaften. 147 andere Ortschaften können sie zu gleicher Zeit bei Versendung als Drucksache direct von Weilburg aus erhalten. Nach 241 weiteren Ortschaften können die Nachrichten rechtzeitig am Nachmittage dadurch gelangen, dass sie mittels Fernsprechers nach 8 günstig gelegenen Stationen mitgetheilt, dort von Hülfsarbeitern auf Karten vervielfältigt und der Post zur Nachmittagsbestellung übergeben werden. So können von den 517 Ortschaften des Gebietes schon jetzt 448 rechtzeitig mit den Nachrichten versorgt werden. Die Gemeinden können auf dieselben abonniren für 1,50 Mk. monatlich, wenn die Versendung von Weilburg aus geschieht, für 2 Mk. monatlich, wenn sie nur von den Fernsprechnebenstellen aus möglich ist. Eine Erweiterung dieses Systems ist noch ausführbar und wird bei günstigen Erfahrungen für 1902 geplant. Dabei ist auf telegraphische Verbreitung der Voraussagung verzichtet, ebenso vorläufig auch auf Ausgabe von Wetterkarten, doch dürfte aus diesen bescheidenen Anfängen eine günstige Entwickelung um so eher zu erwarten sein, als das Interesse und die Mitwirkung weiter ländlicher Bevölkerungskreise gerade in dieser Art gewonnen werden können.

Von ausserdeutschen Einrichtungen können wir, nach Ländernamen alphabetisch geordnet, folgende Angaben zusammenstellen.

Belgien. Das Königliche Observatorium in Uccle bei Brüssel empfängt eine Hamburger Sammeldepesche mit Nachrichten von 23 Stationen zwischen 9 und $9^1/_2$ Uhr Morgens, ausserdem noch andere Nachrichten, im Ganzen täglich die Beobachtungen von 45 Stationen und zuweilen ausserdem noch von ein bis zwei englischen Stationen. Das ganze Material ist bis gegen 11 Uhr beisammen. Dann wird eine Uebersicht der Witterung an die Häfen telegraphirt, und im Bedarfsfalle eine Sturmwarnung; letzteres geschieht stets dann, wenn die südöstliche Canalküste Englands von London her eine Sturmwarnung erhalten hat. Telegraphische Prognosen für die Zwecke der Landwirthschaft werden gewünscht und vorbereitet, ihre Einführung ist aber noch unsicher. Die gezeichnete Wetterkarte wird in Brüssel um $1^1/_2$ Uhr Mittags zur Druckerei gebracht und mit blauem Vordruck und schwarzen Zeichen autographisch hergestellt. Die Auflage geht um 4 Uhr 20 Minuten mit der Bahn ab, der Abonnementspreis der Karte ist 12 frcs. jährlich.

Canada hat in Toronto eine Centralstelle für den Witterungsdienst. An 54 nordamerikanischen, 36 canadischen Stationen wird täglich zweimal, um 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends (Simultanzeit, bezogen auf den 75. Meridian), beobachtet, 25 Minuten später sind die canadischen Depeschen mit den Beobachtungszahlen bereits in Toronto, um $9^1/_2$ Uhr alle amerikanischen Nachrichten. Danach wird die Prognose hergeleitet, um 10 Uhr Morgens telegraphisch an 2000 canadische Telegraphenstationen abgesandt, sowie ausserdem durch Anschläge und Zeitungen verbreitet. Dies Alles geschieht gratis. Von einer gedruckten Karte werden etwa 100 Exemplare in Toronto, einige andere

ausserhalb verbreitet und zwar meist gratis; der nominelle Abonnementspreis von 4 Dollars (17 Mk.) wird selten erhoben.

Für Britisch Columbia ist in Victoria (an der pacifischen Küste) ein besonderer Dienst eingerichtet, dessen Einzelheiten den eben geschilderten ähnlich sind.

Dänemark. In Kopenhagen wird auf Grund der telegraphischen Witterungsberichte aus Nordeuropa und Frankreich täglich um etwa 12½, spätestens 1 Uhr eine Prognose für die nächsten 24 Stunden aufgestellt und telegraphisch verbreitet sowie an den Haupttelegraphenstationen öffentlich angeschlagen. Ausserdem wird in den Monaten Juni bis September auf Grund der aus Dänemark und den Nachbarländern einlaufenden Nachmittagsdepeschen eine für den ganzen folgenden Tag geltende Prognose um 5½ bis 6 Uhr Nachmittags telegraphisch abgesendet und an allen Bahnhöfen und Telegraphenstationen bekannt gemacht. Die Depeschen werden gratis nach allen denjenigen Stellen geliefert, wo man sie veröffentlicht.

England. Das Meteorological Office in London empfängt täglich zwischen 8½ und 10 Uhr Morgens 60 Wetterdepeschen, Nachmittags 18, Abends 29. Dreierlei Prognosen für Grossbritannien werden daraufhin ausgegeben:

1. Um 11 Uhr Vormittags für 24 Stunden, d. h. bis zum Mittag des folgenden Tages gültig, namentlich für die frühen Ausgaben der Abendzeitungen bestimmt, ausserdem für Clubs, Behörden (House of Commons, House of Lords, Board of Trade etc.). Diese Prognose wird telegraphisch an die Admiralität in Davenport, nach Portsmouth und den anderen südlichen Häfen sowie durch Zeitungsagenturen an die auswärtigen Abendblätter verbreitet.

2. Um 3½ Uhr Nachmittags wird auf Grund der Morgen- und Nachmittagsdepeschen eine Prognose für den ganzen folgenden Tag aufgestellt, im Meteorological Office öffentlich angeschlagen und während der Monate Juni bis August an die Abonnenten telegraphirt. Diese haben lediglich die Depeschenkosten (12 Worte, wovon zwei die Adresse bilden) mit 1 Sixpence, d. i. etwa 0,50 Mk., täglich zu zahlen.

3. Um 8½ Uhr Abends wird auf Grund aller eingegangenen Nachrichten eine Prognose für den nächsten Tag hergeleitet und gratis an die Zeitungen und deren Agenturen gegeben.

Man kann für jährlich 10 Schilling und die Uebermittelungskosten auf eine an jedem Werktage einmal zu übermittelnde Prognose abonniren. Sturmwarnungen werden nach Bedarf telegraphisch zur Küste gesandt.

Das ganze Land (England, Schottland und Irland) ist in 11 Bezirke getheilt, für welche die meist verschieden lautenden Prognosen sämmtlich in London aufgestellt werden.

Die Wetterkarte wird um 12 Uhr zur Druckerei gebracht, lithographirt und um 2 Uhr fertig der Post und den Boten übergeben. Sie wird in etwa 500 Exemplaren verbreitet und kostet jährlich 1 Pfund

Sterling (20 Mk.). In der Morgenausgabe der „Times“ erscheint die Wetterkarte des Vortages. Ausserdem veröffentlicht das Meteorologische Institut auch noch Wochenberichte mit Karten etc.

Frankreich. Das in Paris befindliche Bureau Central Météorologique de France empfängt die französischen Wetterdepeschen zwischen 9 und 10 Uhr, die übrigen bis 2 Uhr Mittags. Für Marinezwecke wird an vier Küstendistricte (Manche, Bretagne, Océan, Méditerrannée) täglich um $11^1/_2$ Uhr eine auf Windrichtung und -stärke bezügliche Prognose und eine Uebersicht der Druckvertheilung in Worten sowie nöthigenfalls eine Sturmwarnung gratis telegraphirt. Zur nämlichen Zeit kommt eine für die landwirthschaftliche Bevölkerung bestimmte telegraphische Prognose zur Ausgabe, welche sich auf Windrichtung, Himmelszustand einschliesslich Niederschlag und Temperatur bezieht und für sämmtliche acht Districte des Landes in Paris aufgestellt wird. Die Gemeinden, welche auf diese Depesche abonniren, zahlen für die sechs Sommermonate 20 frcs., für das Jahr 40 frcs. Um 5 Uhr Nachmittags kommt die fertige Wetterkarte zur Ausgabe und kostet in Frankreich 36 frcs., im Auslande 52 frcs. jährlich.

Neben diesen staatlichen Einrichtungen werden in einzelnen Bezirken auch private Prognosen verbreitet, so von Houdaille in Montpellier, von Abbé Reclot in Haute-Marne.

Holland. An dem zu De Bilt bei Utrecht befindlichen Königlich Niederländischen Meteorologischen Institut gehen folgende Wetterdepeschen ein: von 23 Stationen im radialen europäischen Verkehr um 9 Uhr 19 Minuten früh, von zwei englischen Stationen, die für diese Depeschen extra früh beobachten, um 8 bis $8^1/_4$ Uhr, und von sechs französischen Stationen meist bis 12 Uhr, zuweilen etwas früher. Gegen 12 Uhr wird die Prognose aufgestellt und gegen 1 Uhr an Zeitungen und Einzelpersonen, die darum einkommen, sowie an die Häfen telegraphirt. Wenn die französischen Depeschen früher eingingen, so könnte die Prognose schon um $10^1/_2$ Uhr fertig sein. Dieselbe wird als Staatsdepesche gratis an alle Empfänger geschickt; weil indessen hierbei gewisse Unzuträglichkeiten bemerkbar wurden, geht man damit um, künftig die Summe von 10 Gulden (etwa 17 Mk.) jährlich für die telegraphische Prognose zu verlangen.

Eine Wetterkarte wird in etwa 150 Exemplaren um $2^1/_2$ Uhr Mittags durch die Post an viele ausländische Anstalten etc. abgesandt. Für diese wird nur das Porto berechnet.

An der Küste besteht ausserdem Signaldienst.

Japan. Der dortige Witterungsdienst ist 1882 von einem Deutschen, E. Knipping, eingerichtet worden. An das meteorologische Centralobservatorium in Tokio berichten 73 japanische Stationen täglich dreimal telegraphisch über ihre um 6 Uhr früh, 2 Uhr Mittags und 10 Uhr Abends (Simultanzeit des 135. Meridians) angestellten Beobachtungen, ferner zweimal täglich sieben ausländische Stationen (Manila, Hongkong,

Amoy, Shanghai, Zikawei, Tientsin und Wladiwostok). Ueber besondere Erscheinungen, Unwetter, Erdbeben u. dergl. wird ausserdem noch besondere telegraphische Meldung erstattet. Alle diese Depeschen sind chiffrirt und werden gratis befördert. Eine Uebersicht über die Druckvertheilung und eine auf Himmelszustand, Windrichtung und etwaige rasche Temperaturänderung bezügliche Prognose wird zwischen 3 und 4 Uhr an die Zeitungen von Tokio, die Polizei und die sieben Bezirksstationen des Landes telegraphirt. Die Bezirksstationen stellen eine örtliche Prognose auf, welche den Behörden und Zeitungen des Bezirks mitgetheilt und ausserdem durch Flaggensignale verbreitet wird. Diesem Zwecke dienen insgesammt 249 Signalstationen, während daneben noch andere Signale für die Sturmwarnung bestehen. Eine Wetterkarte erscheint täglich gegen 5 Uhr Nachmittags und wird in 130 Exemplaren gratis an in- und ausländische Anstalten abgegeben, ausserdem im Abonnement gegen Zahlung von 0,03 Yen (0,125 Mk.) täglich.

Italien. Die europäischen Wetterdepeschen kommen in Rom bis 10 Uhr Morgens an. Von dort wird eine auf Himmelszustand, Niederschlag und Gewitter, Wind, Seegang, zuweilen auch auf Temperatur (besonders Frühjahrsfröste) bezügliche Prognose um 3 Uhr telegraphisch an die meteorologischen Stationen, Häfen, Signalstationen und an die abonnirten Gemeinden abgesandt und in den letzteren durch Aushang bekannt gemacht. Der Preis beträgt täglich 50 Cent. (0,40 Mk). Eine lithographirte Wetterkarte, welche den Witterungszustand von 8 Uhr früh im Winter, von 7 Uhr im Sommer wiedergiebt, wird um 7 Uhr Abends ausgegeben und kostet 16 Lire (12,80 Mk.) jährlich.

Norwegen. Die in Christiania befindliche Centralstelle erhält täglich Depeschen aus Nord- und Westeuropa, und auf Grund dieser Nachrichten wird bis $12^1/_2$ Uhr Mittags die Wetterkarte gezeichnet. Die daraus hergeleitete Prognose wird um 1 Uhr telegraphisch und telephonisch verbreitet, ausserdem in Christiania, an den Bahnhöfen und Eisenbahnzügen durch optische Signale (Dreieck: trocken; Dreieck über Viereck: unsicher; Viereck: Regen; Viereck über Dreieck: Aufklärung, vielleicht böig). Die Wetterkarte wird nicht besonders gedruckt, erscheint aber in Abendzeitungen. Alle diese Leistungen des Königlichen Meteorologischen Instituts geschehen gratis.

Oesterreich. An der Wiener Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus langen bis 9 Uhr Morgens die als „Diensttelegramm mit Vorzug“ abgesandten Beobachtungszahlen von 63 österreichischen Stationen an, danach um $9^3/_4$ Uhr die Hamburger Sammeldepesche, während die übrigen Nachrichten meist später einlaufen. Um 2 Uhr Mittags wird die Prognose an die Abonnenten telegraphirt, nachdem man sie für 12 Bezirke, in die das Land eingetheilt ist, getrennt und nach Bedarf verschieden aufgestellt hat. Dafür wird jetzt eine Zahlung von 10 Kronen (ca. 8,50 Mk.) monatlich erhoben, man gedenkt es aber dahin zu bringen, dass an alle Stationen der Monarchie bis spätestens

5 Uhr die Prognose unentgeltlich ausgegeben werden kann. Die um 5 Uhr ausgegebene Wetterkarte kostet monatlich 3 Kronen (ca. 2,55 Mk.).

In Ungarn wird eine für das ganze Land gemeinsame Prognose um 2 Uhr an 300 Stationen telegraphirt und zwar gratis. Eine Theilung des Landes in mehrere Prognosenbezirke ist in Aussicht.

Für die Marinestation zu Pola wird daselbst aus den Vormittags eingehenden directen Depeschen von dalmatinischen, 3 italienischen und einigen Stationen des Hinterlandes eine Wetterkarte der Adria mit Isobaren von je 1 mm Differenz gezeichnet und um 11 Uhr Vormittags ausgegeben, ferner aus den bis 2 Uhr Mittags eingehenden Sammeldepeschen eine Wetterkarte von Europa, welche sammt der Prognose für Pola um 4 Uhr zur Ausgabe gelangt. Die Verbreitung geschieht nicht telegraphisch, sondern gratis und portofrei durch die Post.

Russland. Von Petersburg werden um 2 Uhr Mittags telegraphische, nicht chiffrirte Prognosen abgesandt und langen zwischen 7 und 8 Uhr an den Stationen an. Nur die Depeschenkosten werden mit 10 Kopeken (0,32 Mk.) für das Wort berechnet, doch giebt es nur wenig Abonnenten.

Schweden. In Stockholm treffen täglich Telegramme mit den Abend- und Morgenbeobachtungen von 14 inländischen und 47 ausländischen Stationen ein, in den Monaten Juli bis September ausserdem von weiteren 6 inländischen und 1 ausländischen, sowie Nachmittagsdepeschen von 17 inländischen und 18 ausländischen Stationen. Prognosen werden im ganzen Jahre um 1 Uhr Mittags, ausserdem in den Monaten Juli bis September für die Zwecke der Landwirthschaft um 6 Uhr Abends ausgegeben und telegraphisch (Jahresabonnement zu 100 Kronen = 112,50 Mk.) sowie durch Zeitungen verbreitet. Die früher daneben verwendeten Signale sind nicht mehr in Gebrauch. Die Prognosen werden in Stockholm aufgestellt, für die verschiedenen Gegenden nach Bedarf verschieden. Wetterkarten erscheinen täglich in fünf Stockholmer Zeitungen und werden ausserdem in Blaucopien an fünf Stellen der Stadt öffentlich angeschlagen.

Schweiz. Die Meteorologische Centralanstalt in Zürich empfängt etwa um 8 Uhr früh von 20 schweizerischen Stationen telegraphisch die am Vorabend und am Morgen (7 Uhr Berner Ortszeit) beobachteten Zahlen, etwa um 1½ Uhr von 16 schweizerischen Stationen die Ergebnisse der Mittagsbeobachtung (1 Uhr Berner Zeit), ausserdem Sammeldepeschen: aus Hamburg von 16 nordwesteuropäischen Stationen um 10 Uhr, aus München von 4 bayerischen Stationen um etwa 10¼ Uhr, aus Wien von 10 österreichischen und ungarischen Stationen um 11 Uhr, aus Rom von 10 italienischen Stationen zwischen 11½ und 1 Uhr, aus Paris von 9 französischen Stationen gegen 12 Uhr (früheres Eintreffen dieser Depesche wird angestrebt), sowie aus Petersburg die dortigen Beobachtungen. Die schweizerischen Depeschen werden „officiell“, d. h. gratis befördert, die ausländischen gleichfalls gratis im internationalen Austausch.

Die Prognose wird für West-, Ost- und Südschweiz getrennt um 2 Uhr gestellt und durch die Telegraphenverwaltung verbreitet. Die den Abonnenten zugestellte Prognosendepesche kostet 26 frcs. für drei Monate, 45 frcs. für sechs Monate; es giebt jetzt etwa 50 solche Abonnenten, darunter etwa 15 Zeitungen. Die telegraphische Uebermittelung der Prognose sammt Uebersicht der Witterung kostet 70 frcs. vierteljährlich. An die Observatorien von Bern, Lausanne und Genf wird etwa um $1^3/_4$ Uhr ein Isobarentelegramm und eine die Westschweiz speciell berücksichtigende Prognose abgesandt. Die letztere wird zu dem vorerwähnten Preise an die Abonnenten des Bezirks abgegeben, nöthigenfalls abgeändert auf Grund örtlicher Wahrnehmungen. Diese örtliche Abänderung geschieht aber erfahrungsmässig nur selten, und einzelne Abonnenten ziehen die Züricher Prognose vor. Aehnliche Einrichtungen für die Südschweiz werden erwogen. Die Verbreitung der Prognosen in den einzelnen Orten ist den Gemeindeorganen und landwirthschaftlichen Corporationen überlassen und wird verschiedenartig gehandhabt. Die in Zürich etwa um 4 Uhr erscheinenden Zeitungen bringen Uebersicht und Prognose noch am gleichen Tage in weitem Umkreise zur Kenntniss der Leser. Die autographisch (blauer Vordruck mit schwarzem Ueberdruck) hergestellte Wetterkarte sammt Uebersicht und Prognose ist um $4^1/_2$ Uhr zur Versendung fertig und gelangt zum Theil noch Abends in die Hände der Empfänger. Es giebt etwa 200 zahlende Abonnenten auf diese Karte, welche 8 frcs. für sechs Monate, 12 frcs. jährlich kostet.

Vereinigte Staaten von Amerika. Der dortige Witterungsdienst ist durch Einführung des Rundlaufsystems für die Depeschen ganz besonders weit ausgebildet und kann anderen Ländern in mancherlei Beziehung zum Vorbilde dienen. Um 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends (Simultanzeit des 75. Meridians) werden an den Stationen des ganzen Landes die Beobachtungen angestellt und die Ergebnisse sofort in chiffrirter Form den Telegraphenämtern übergeben. Wenige Minuten darauf haben die Telegramme in fester, vorher bestimmter Reihenfolge das Unionsgebiet nach allen Richtungen zu durchlaufen, wobei ausser dem Centralbureau in Washington zugleich auch alle wichtigeren Städte des Landes mit Beobachtungsmaterial versehen werden. Um 8 Uhr ist die Beobachtung angestellt, um $8^3/_4$ Uhr werden die Depeschen überall dechiffrirt und in Karten eingetragen, deren Anfertigung weniger als eine Stunde in Anspruch nimmt. Um $10^1/_4$ Uhr etwa kommen die Uebersichten, Prognosen und etwaigen Sturmwarnungen nach allen Richtungen zur Versendung. Ausserdem werden Wetterkarten täglich verbreitet.

Was endlich den in Deutschland künftig einzurichtenden und insbesondere für die landwirthschaftlichen Bedürfnisse bestimmten Witterungsdienst betrifft, so wurde bereits im October 1876 von dem preussischen Landwirthschaftsministerium eine Conferenz zur Erörterung

dieser Frage berufen und stellte ein Programm für die zu schaffenden Einrichtungen auf. Es folgte im Jahre 1878 eine gelegentlich der zu Kassel stattfindenden Naturforscherversammlung abgehaltene Berathung, an welcher Meteorologen, Vertreter landwirthschaftlicher Behörden und Vereine, Vertreter der Presse, land- und forstwirthschaftliche Interessenten sowie sonstige Freunde dieser Bestrebungen theilnahmen. Unter dem Vorsitz des Landes-Oekonomierathes (jetzt Wirklichen Geheimen Ober-Regierungsrathes und Ministerialdirectors) Herrn Dr. Thiel wurde beschlossen, die möglichst rasche und möglichst billige Beförderung der Wetterdepeschen sowie die Einrichtung von „Localcentren" für wünschenswerth zu erklären. Die letzteren waren als meteorologische Nebenstellen gedacht, welche auf Grund der Hamburger Sammeldepeschen und einer von der Seewarte gegebenen allgemeinen Prognose sowie unter Zuhülfenahme örtlicher Berichte und Beobachtungen täglich („also auch an Sonn- und Feiertagen") eine Prognose für den eigenen Bezirk ausgeben sollten. Als geeignete Stellen dafür wurden Vororte ländlicher Districtsvereine u. dergl. bezeichnet, sofern diese Orte an Telegraphenleitung und Eisenbahn liegen, die Möglichkeit lithographischen oder sonstigen Druckens bieten und geeignete Personen für den Witterungsdienst aufweisen.

Im Januar 1880 beschloss ferner der zu seiner achten Plenarversammlung vereinigte Deutsche Landwirthschaftsrath, bei der Reichsregierung im Sinne einer Ausführung der Kasseler Vorschläge vorstellig zu werden, und da ein praktisches Ergebniss nicht erlangt wurde, fasste der Deutsche Landwirthschaftsrath gelegentlich seiner 27. Plenarversammlung in Dresden am 22. Februar 1899 den einstimmigen Beschluss, „bei dem Herrn Reichskanzler zu beantragen, dass zum Zwecke der Einführung eines wettertelegraphischen Dienstes für die deutsche Landwirthschaft thunlichst bald eine Conferenz aus den Directoren der meteorologischen Centralstellen im Deutschen Reiche, aus Commissaren der Reichsregierung und der grösseren Staatsregierungen und aus Vertretern der Landwirthschaft einberufen werde; sowie dem Herrn Reichskanzler als den Ort der Conferenz Hamburg, den Sitz der deutschen Seewarte, zu empfehlen".

Diesem Beschlusse entsprechend fand am 29. und 30. Mai 1900 auf der Seewarte zu Hamburg eine Berathung statt, zu welcher durch den Herrn Staatssecretär des Innern Vertreter der betheiligten Reichs- und Staatsbehörden, meteorologischen Anstalten und landwirthschaftlichen Körperschaften sowie Sachverständige und Interessenten geladen waren. Die wesentlichsten Beschlüsse dieser Versammlung waren auf die Erlangung eines Witterungsdienstes mit folgenden Einzelheiten gerichtet:

1. Die meteorologische Berichterstattung soll als Angelegenheit allgemeinen, öffentlichen Interesses angesehen und im Wesentlichen auf Staatskosten übernommen werden.

2. Indem eine Voraussagung für mehrere Tage oder für noch

längere Zeit der weiteren Erforschung empfohlen wird, soll eine vermehrte Sicherheit der Eintagsprognose angestrebt werden durch wissenschaftliche Untersuchungen über den Zustand der höheren Luftschichten (Gipfelstationen, Drachen, Ballons) und über die Beziehungen der Niederschläge und Gewitter zu den Wettertypen, den Jahreszeiten und den örtlichen Bedingungen, sowie durch Ausdehnung des wettertelegraphischen Dienstes auf Island, die Azoren und die iberische Halbinsel.

3. Zur Beschleunigung der telegraphischen Berichterstattung soll das seit dem 1. Mai 1900 bestehende schnelle System der Depeschenbeförderung auf die übrigen Stationen des Nordwestens sowie auf den Süden und Osten Europas ausgedehnt und ausserdem die Verlegung der Morgenbeobachtung auf einen um eine Stunde früheren Zeitpunkt angestrebt werden, falls auf andere Art die Ausgabe der Prognose an die Empfänger bis 12 Uhr Mittags nicht zu erlangen ist.

4. Oertliche Nebenstellen (Localcentren) sollen eingerichtet werden, an welchen durch Personen von geeigneter Vorbildung auf Grund der nach 3. erweiterten Hamburger Abonnementsdepeschen und von Beobachtungen aus der Nachbarschaft Wetterkarten und Prognosen hergeleitet werden. Diese sollen allen Postanstalten auf Staatskosten zugehen und dort öffentlich angeschlagen werden, wobei die Verbreitung der Prognosen unabhängig von derjenigen der Karten und möglichst rasch zu erfolgen hat.

5. Es ist rechtzeitig dafür zu sorgen, dass Personen von ausreichender fachmännischer Vorbildung und in genügender Zahl für diese Zwecke vorhanden sind.

Vergleicht man diese Wünsche mit dem bisher im In- und Auslande Erreichten, so ergiebt sich:

Zu 1.: Kostenfreie Ausgabe der Prognosen besteht im Elsass (nur telephonisch an Zeitungen, und zwar auf Grund der Hamburger Depeschen vom Vortage), theilweise in Württemberg, ferner in Canada, Dänemark, Holland, Japan, Norwegen, Ungarn und den Vereinigten Staaten. Das Abonnement für die telegraphische Prognose beträgt monatlich: in Frankreich 2,67 Mk., in Bayern 3 Mk., in der Schweiz 6,67 Mk., in Oesterreich 8,50 Mk., in Schweden 9,375 Mk., in Württemberg 10 Mk., in Italien etwa 12 Mk., in England etwa 15 Mk.

Zu 2.: Die zur vermehrten Sicherheit der Prognosen empfohlenen Studien und Aenderungen kommen gleichmässig für alle Länder in Betracht und bedürfen der weiteren Begründung nicht mehr.

Zu 3.: Die gewünschte Vermehrung der ersten Hamburger Abonnementsdepesche darf als sehr dringlich bezeichnet werden; die für die Prognose unentbehrlichen Beobachtungen aus Oesterreich und Russland fehlen in jener Depesche bisher völlig und müssen durch die „Ergänzungsdepesche“ mit einer Verspätung von etwa drei Stunden nachgeliefert werden, wodurch für die Prognose ungefähr die gleiche Verzögerung eintritt.

Dass die Prognose schon bis 12 Uhr Mittags ausgegeben werde, wurde seitens der an der Hamburger Berathung theilnehmenden Vertreter der Landwirthschaft für überaus wünschenswerth angesehen.

Die bisher für den telegraphischen Wetterdienst Europas benutzten Stationen haben Zeitunterschiede bis zum Betrage von fast drei Stunden, und man wird daher wohl dem Gedanken an Vereinbarung einer von der Ortszeit unabhängigen und überall nach Simultanzeit geschehenden Morgenbeobachtung näher treten müssen. Eine möglichst frühe Stunde wäre für unseren Prognosendienst recht erwünscht. Uebrigens könnte hier eine einfache Festsetzung schon nützlich sein. Wenn nämlich in Deutschland um 8 Uhr nach mitteleuropäischer Zeit (wie jetzt der Fall), in Frankreich und England um 7 Uhr nach Pariser resp. Londoner Zeit, in Russland um 9 Uhr nach Petersburger Zeit beobachtet wird, so fallen alle diese Ablesungen nahezu auf den gleichen Zeitpunkt.

Zur günstigen Regelung dieser Dinge schlägt van Bebber (206) das folgende Radialsystem vor. In Europa werden verschiedene Landescentra geschaffen, deren jedes aus seinem Bezirk mittelst direct einlaufender Depeschen die Morgenbeobachtungen empfängt und an eine Hauptsammelstelle abgiebt. Als solche Bezirke werden vorgeschlagen: England (mit 11 Stationen), Norwegen (4), Schweden (4), Schweiz (etwa 4), Spanien (5), Dänemark (3), Frankreich (10), Deutschland (16), Belgien und Holland (4), Italien (6), Oesterreich-Ungarn (6) und Russland mit Finnland (13 und 3), insgesammt 12 Landescentra mit etwa 89 Stationen. Alle Beobachtungen sollen um 8^{a} nach mitteleuropäischer Zeit geschehen und spätestens um $8^{1}/_{2}{}^{a}$ an die Haupttelegraphenämter abgegeben werden, welche sie in Form von Sammeldepeschen der Hauptsammelstelle übersenden. Als solche soll Hamburg dienen. Dort wird aus dem ganzen Beobachtungsmaterial eine grosse Sammeldepesche zusammengestellt und auf bereitgehaltenen Leitungen um etwa $9^{1}/_{4}{}^{a}$ an die Landescentra abgesandt; etwa verzögerte Nachrichten folgen bald darauf in einer zweiten Depesche. Auf solche Art könnte jedes Land früh genug für die Prognose und vor Eintritt des die Telegraphenleitungen stark belastenden Börsenverkehrs mit dem ganzen europäischen Beobachtungsmaterial versehen werden. Die an der Hauptsammelstelle zu leistende Zusammenstellung sammt den sonst dazu gehörigen Arbeiten würde nicht mehr Kosten verursachen, als etwa 400 Mk. jährlich für jedes Landescentrum.

Für landwirthschaftliche Zwecke wird man indessen die Angabe der nach einheitlicher Ortszeit beobachteten Temperaturen nicht gern entbehren, weil nur hiermit die Möglichkeit gegeben ist, die Temperaturvertheilung ohne störenden Einfluss der Unterschiede in der Tageszeit zu erkennen. Weil aber für die Durchführung der Simultanzeit im Witterungsdienst so sehr gewichtige praktische Gründe sprechen, wäre ein Ausweg vielleicht dadurch zu gewinnen, dass man für die wichtigsten europäischen Orte eine Tabelle zusammenstellte, in welcher von Monat zu Monat der Temperaturunterschied zwischen 8 Uhr Ortszeit und dem Zeitpunkt der

auf Simultanzeit festgesetzten Beobachtung angegeben wäre. Dann würde jeder Empfänger der Wetterkarte im Stande sein, mit leichter Mühe die in der Wettertelegraphie mitgetheilten Morgentemperaturen der verschiedenen Orte auf gleiche Tageszeit (Ortszeit) umzurechnen.

Zu 4.: Oertliche Nebenstellen mit der Befugniss selbständiger Wettervorhersagung sind bisher nur selten eingerichtet worden, nämlich ausserhalb Deutschlands in der Schweiz, in der amerikanischen Union und in Japan. In Deutschland hatte man namentlich in früheren Jahren, als die Seewarte regelmässig telegraphische Prognosen für ganz Deutschland herausgab, Gelegenheit, diese mit den in den Einzelstaaten aufgestellten und mehr der Oertlichkeit angepassten Prognosen zu vergleichen. Einige Ergebnisse solcher vergleichenden Prognosenprüfung habe ich (207) früher zusammengestellt. Hier sei als Beispiel erwähnt, dass man in Chemnitz Prognosen für Sachsen aufstellte und diese zusammen mit denjenigen der Seewarte nach einheitlicher Methode prüfte. Das Eintreffen der sächsischen Voraussagung wurde in Chemnitz („local“) und in zehn anderen sächsischen Stationen („auswärts“) geprüft, ausserdem das Eintreffen der Hamburger Vorausssagung in Chemnitz („Seewarte“). Im Mittel aus den zehn Monaten von Juni 1883 bis März 1884 betrug die Zahl der Trefferprocente: local 85,55, auswärts 82,91, Seewarte 79,96. Es sind dabei die Zahlen 100, 75, 50, 25, 0 in Anrechnung gekommen, je nachdem die Prognose sich als ganz richtig, vorwiegend richtig, halb richtig, vorwiegend unrichtig, ganz verfehlt erwies. Die Schätzung wurde nach einzelnen Witterungselementen gesondert und auf Grund feststehender Regeln vorgenommen. Es wäre nicht schwer, diesen Zahlen noch recht viele hinzuzufügen, welche gleichfalls zeigen würden, dass erfahrungsmässig die örtliche Prognose ein grösseres Maass von Sicherheit bietet als die allgemeine, und dass also die auf Gewinnung eines möglichst erfolgreichen Witterungsdienstes gerichteten Bestrebungen sehr mit Recht die Einrichtung örtlicher Nebenstellen in Aussicht nehmen. Die Grösse der Bezirke, welche den einzelnen Nebenstellen zuzuweisen sind, hängt sowohl von klimatischen wie auch von Verkehrsverhältnissen ab. Klimatisch kommt in Betracht, dass der Bezirk thunlichst gleichartige Witterungsverhältnisse haben soll, welche durch eine einzige Prognose wiedergegeben werden können. Und die Eisenbahnverbindungen müssen die rasche Verbreitung der Wetterkarte nach allen Seiten ermöglichen, weil die Prognose an sich nur begrenzten Werth hat, wenn nicht als Ergänzung die Karte hinzukommt und dem Empfänger ein deutliches Bild des jeweiligen Wetters liefert. Erst dann ist es möglich, die örtlichen Besonderheiten, welche die Prognose nicht enthalten kann, die etwaigen örtlichen Abweichungen des thatsächlichen vom vorhergesagten Wetter, und auch die Irrthümer der Prognose früh genug zu erkennen, um in jedem Falle den möglichst grossen Nutzen aus dem Witterungsdienste zu ziehen.

Zu 5.: Vielleicht die wichtigste Vorbedingung für das Gelingen

der hier geschilderten Bestrebungen ist das Vorhandensein ausreichender Kenntnisse in den betheiligten Kreisen. Dass eine blosse Prognose ohne Wetterkarte nicht dem bestehenden Bedürfniss entspricht, wurde längst und auch seitens der Hamburger Conferenz anerkannt. Wenn aber die regelmässige Verbreitung der Wetterkarten für wünschenswerth erachtet wird, so ist damit die Voraussetzung verbunden, dass die grosse Masse der Betheiligten, d. h. der vom Wetter Abhängigen, auch die Karte zu deuten weiss. Danach wird also nicht bloss die Versorgung der Nebenstellen mit meteorologisch geschulten Kräften erforderlich sein, sondern namentlich auch die Anerkennung der Wetterkunde als ein mit den übrigen Naturwissenschaften gleichberechtigter Unterrichtsgegenstand. Es müsste an den Universitäten und sonstigen Hochschulen für genügende Vertretung dieser Wissenschaft gesorgt und die Einführung von Lehrern aller Art in die Wetterkunde erwirkt werden, damit sowohl in städtischen und ländlichen Schulen, wie auch in den Vereinen und sonstigen Einrichtungen, welche der Verbreitung nützlicher Kenntnisse dienen, die ausreichenden Lehrkräfte nicht fehlen. In diesem Sinne hat das preussische Landwirthschaftsministerium einen zweiwöchentlichen Unterrichtscursus für Landwirthschaftslehrer und Beamte der Landwirthschaftskammern eingerichtet, welcher zum ersten Male im September 1900 an der Berliner landwirthschaftlichen Hochschule stattfand. Die mit naturwissenschaftlicher Vorbildung versehenen Theilnehmer waren aus den verschiedenen Provinzen des Landes zusammenberufen, um die Grundlagen und den jetzigen Stand des Witterungsdienstes kennen zu lernen und diese Kenntnisse dann im heimathlichen Bezirke nach Möglichkeit zu verbreiten. Es ist zu hoffen, dass diese Einrichtung zu einer dauernden wird und an anderen Stellen Nachahmung findet, damit die Zahl derer immer grösser wird, welche für Wetterkunde und Witterungsdienst zu werben bemüht sind.

Tabelle 1. Psychrometertafel.

Es bedeuten t und f die Temperatur des trockenen und des feuchten Thermometers, m_t und m_f die zugehörigen Sättigungsdrucke, a die absolute, r die relative Feuchtigkeit, T den Thaupunkt. Die absolute Feuchtigkeit ist berechnet nach der Formel $a = m_f - \frac{1}{2}(t - f)$, wobei für negative f die dem Eisdampf entsprechenden Werthe von m_f (nach Juhlin) benutzt sind und also das Vorhandensein einer Eishülle am feuchten Thermometer angenommen ist. Den Zahlen für r und T liegen die Sättigungsdrucke des Wasserdampfes zu Grunde.

t	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
Grad	a mm	r Proc.	T Grad	a mm	r Proc.	T Grad	a mm	r Proc.	T Grad	a mm	r Proc.	T Grad
—25	0,5	82	—27,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—20	0,8	86	—21,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—15	1,3	89	—16,4	0,7	47	—23,9	—	—	—	—	—	—
—10	2,0	93	—10,9	1,3	62	—15,9	0,7	31	—23,9	—	—	—
— 9	2,2	94	— 9,8	1,5	65	—14,5	0,8	36	—21,5	—	—	—
— 8	2,4	95	— 8,7	1,7	67	—13,1	1,0	40	—19,4	—	—	—
— 7	2,6	95	— 7,6	1,9	68	—11,8	1,2	43	—17,4	0,5	18	—27,1
— 6	2,8	96	— 6,5	2,1	71	—10,4	1,4	47	—15,5	0,7	23	—23,7
— 5	3,1	97	— 5,4	2,3	73	— 9,0	1,6	50	—13,8	0,9	28	—20,8
— 4	3,3	98	— 4,3	2,6	75	— 7,7	1,8	53	—12,1	1,1	32	—18,3
— 3	3,6	99	— 3,2	2,8	77	— 6,5	2,1	56	—10,5	1,3	36	—16,0
— 2	3,9	99	— 2,1	3,1	79	— 5,2	2,3	59	— 9,0	1,6	40	—13,9
— 1	4,2	100	— 1,0	3,4	80	— 3,9	2,6	62	— 7,5	1,8	43	—12,0
0	4,6	100	0	3,8	82	— 2,7	2,9	64	— 6,0	2,1	46	—10,2
1	4,9	100	1	4,1	83	— 1,6	3,2	66	— 4,6	2,4	49	— 8,5
2	5,3	100	2	4,4	84	— 0,5	3,6	68	— 3,4	2,8	52	— 6,8
3	5,7	100	3	4,8	84	0,6	3,9	69	— 2,1	3,1	54	— 5,4
4	6,1	100	4	5,2	85	1,7	4,3	70	— 0,9	3,4	56	— 4,0
5	6,5	100	5	5,6	86	2,8	4,7	72	0,3	3,8	58	— 2,6
6	7,0	100	6	6,0	86	3,9	5,1	73	1,4	4,2	60	— 1,3
7	7,5	100	7	6,5	87	4,9	5,5	74	2,6	4,6	61	0,0
8	8,0	100	8	7,0	87	6,0	6,0	75	3,8	5,0	63	1,3
9	8,6	100	9	7,5	88	7,0	6,5	76	4,9	5,5	64	2,5
10	9,1	100	10	8,0	88	8,1	7,0	76	6,0	6,0	65	3,8
11	9,8	100	11	8,6	88	9,2	7,6	77	7,2	6,5	66	5,0
12	10,4	100	12	9,3	89	10,2	8,1	78	8,3	7,0	68	6,2
13	11,1	100	13	9,9	89	11,3	8,8	79	9,4	7,6	69	7,3
14	11,9	100	14	10,6	90	12,3	9,4	79	10,5	8,3	70	8,5
15	12,7	100	15	11,4	90	13,3	10,1	80	11,6	8,9	70	9,7

Tab. 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

t	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
	a	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*
Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad
16	13,5	100	16	12,2	90	14,4	10,9	81	12,6	9,6	71	10,8
17	14,4	100	17	13,0	90	15,4	11,7	81	13,7	10,4	72	11,9
18	15,3	100	18	13,9	91	16,4	12,5	82	14,8	11,2	73	13,0
19	16,3	100	19	14,8	91	17,5	13,4	82	15,9	12,0	74	14,2
20	17,4	100	20	15,8	91	18,5	14,3	83	16,9	12,9	74	15,3
21	18,5	100	21	16,9	91	19,5	15,3	83	18,0	13,8	75	16,4
22	19,6	100	22	18,0	92	20,6	16,4	83	19,0	14,8	76	17,5
23	20,9	100	23	19,1	92	21,6	17,5	84	20,1	15,9	76	18,5
24	22,2	100	24	20,4	92	22,6	18,6	84	21,1	17,0	77	19,6
25	23,5	100	25	21,6	92	23,6	19,9	84	22,2	18,1	77	20,7
26	25,0	100	26	23,0	92	24,6	21,2	85	23,2	19,4	78	21,8
27	26,5	100	27	24,5	92	25,7	22,5	85	24,3	20,6	78	22,8
28	28,1	100	28	26,0	93	26,7	24,0	85	25,3	22,0	78	23,9
29	29,7	100	29	27,6	93	27,7	25,5	86	26,3	23,5	79	25,0
30	31,5	100	30	29,2	93	28,7	27,1	86	27,4	25,0	79	26,0
	4°			5°			6°			7°		
— 4	0,4	11	—30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 3	0,6	16	—25,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2	0,8	21	—21,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 1	1,1	25	—18,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1,3	29	—15,9	0,6	12	—25,7	—	—	—	—	—	—
1	1,6	33	—13,6	0,8	17	—21,5	—	—	—	—	—	—
2	1,9	36	—11,4	1,1	21	—18,0	—	—	—	—	—	—
3	2,5	40	— 9,4	1,4	25	—15,2	0,6	11	—24,8	—	—	—
4	2,6	42	— 7,7	1,8	29	—12,6	0,9	15	—20,3	—	—	—
5	2,9	45	— 6,1	2,1	32	—10,5	1,2	19	—16,7	0,4	6	—29,0
6	3,3	47	— 4,5	2,4	35	— 8,5	1,6	23	—13,9	0,8	11	—22,0
7	3,7	49	— 3,0	2,8	37	— 6,7	1,9	26	—11,5	1,1	14	—18,5
8	4,1	51	— 1,6	3,2	40	— 5,0	2,3	28	— 9,3	1,4	18	—15,2
9	4,5	53	— 0,2	3,6	42	— 3,4	2,7	31	— 7,3	1,8	21	—12,5
10	5,0	54	1,2	4,0	44	— 1,8	3,1	34	— 5,4	2,2	24	— 9,9
11	5,5	56	2,5	4,5	46	— 0,3	3,5	36	— 3,6	2,6	26	— 7,7
12	6,0	57	3,8	5,0	48	1,2	4,0	38	— 1,9	3,0	29	— 5,6
13	6,6	59	5,3	5,5	49	2,6	4,5	40	— 0,3	3,5	31	— 3,8
14	7,1	60	6,3	6,0	51	4,0	5,0	42	1,2	4,0	33	— 1,9
15	7,8	61	7,6	6,6	52	5,3	5,6	44	2,7	4,5	35	— 0,2
16	8,4	62	8,8	7,3	54	6,6	6,1	45	4,2	5,0	37	1,4
17	9,1	63	10,0	7,9	55	7,9	6,8	47	5,6	5,6	39	3,0
18	9,9	64	11,2	8,6	56	9,2	7,4	48	6,9	6,3	41	4,5

Tab. 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

t	Psychrometrische Differenz											
	4°			5°			6°			7°		
	a	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*
Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad	mm	Proc.	Grad
19	10,7	65	12,3	9,4	57	10,4	8,1	50	8,3	6,9	42	5,9
20	11,5	66	13,5	10,2	59	11,6	8,9	51	9,6	7,6	44	7,3
21	12,4	67	14,7	11,0	60	12,8	9,7	52	10,8	8,4	46	8,7
22	13,3	68	15,8	11,9	61	14,0	10,5	54	12,1	9,2	47	10,0
23	14,3	69	16,9	12,8	61	15,2	11,4	55	13,4	10,0	48	11,4
24	15,4	69	18,0	13,8	62	16,4	12,3	56	14,6	10,9	49	12,7
25	16,5	70	19,1	14,9	63	17,5	13,3	57	15,8	11,8	50	13,9
26	17,6	71	20,2	16,0	64	18,7	14,4	58	17,0	12,8	51	15,2
27	18,9	71	21,3	17,1	65	19,8	15,5	58	18,1	13,9	52	16,4
28	20,2	72	22,4	18,4	65	20,9	16,6	59	19,3	16,1	57	18,8
29	21,5	72	23,5	19,6	66	22,0	17,9	60	20,5	17,4	58	20,0
30	23,0	73	24,6	21,0	67	23,1	19,2	62	21,6	18,6	59	21,2
	8°			9°			10°			11°		
8	0,6	7	—25,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	0,9	11	—20,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	1,3	14	—16,5	0,4	4	—29,2	—	—	—	—	—	—
11	1,7	17	—13,2	0,8	8	—22,3	—	—	—	—	—	—
12	2,1	20	—10,5	1,2	11	—17,6	—	—	—	—	—	—
13	2,5	23	— 8,0	1,6	14	—13,9	0,7	6	—24,1	—	—	—
14	3,0	25	— 5,8	2,0	17	—10,9	1,1	9	—18,5	—	—	—
15	3,5	27	— 3,8	2,5	19	— 9,4	1,5	12	—14,4	0,6	4	—25,7
16	4,0	30	— 1,9	3,0	22	— 5,8	2,0	15	—11,1	1,0	8	—19,2
17	4,6	32	— 0,1	3,5	24	— 3,7	2,5	17	— 8,2	1,5	10	—14,7
18	5,1	34	1,6	4,0	26	— 1,7	3,0	20	— 5,7	2,0	13	—11,1
19	5,8	35	3,3	4,6	28	0,2	3,6	22	— 3,4	2,5	15	— 8,1
20	6,4	37	4,8	5,3	30	2,0	4,1	24	— 1,4	3,0	18	— 5,5
21	7,1	39	6,3	5,9	32	3,7	4,8	25	0,6	3,6	20	— 3,1
22	7,9	40	7,8	6,6	34	5,3	5,4	28	2,4	4,3	22	— 0,9
23	8,7	42	9,2	7,4	35	6,8	6,1	29	4,2	4,9	24	1,1
24	9,5	43	10,6	8,2	37	8,3	6,9	31	5,8	5,6	25	3,0
25	10,4	44	12,0	9,0	38	9,8	7,7	33	7,4	6,4	27	4,7
26	11,3	45	13,3	9,9	40	11,2	8,5	34	8,9	7,2	29	6,4
27	12,3	46	14,6	10,8	41	12,6	9,4	35	10,4	8,0	30	8,0
28	13,4	48	15,8	11,8	42	13,9	10,3	37	11,8	8,9	32	9,6
29	14,5	49	17,1	12,9	43	15,2	11,3	38	13,3	9,8	33	11,1
30	15,6	50	18,3	14,0	44	16,5	12,4	39	14,6	10,8	34	12.6

Tabelle 2. Reduction des Barometerstandes auf 0°.

Vom abgelesenen Barometerstande sind die Zahlen der Tabelle abzuziehen, wenn die Theilung aus Messing besteht. Ist eine Glastheilung verwendet, so werden ausserdem auch noch die Zahlen der letzten Columne in Abzug gebracht.

Liegt die Temperatur des Barometers unter 0°, so gelten die Zahlen der Tabelle ohne merklichen Fehler mit umgekehrtem Vorzeichen und sind also zum abgelesenen Barometerstande zu addiren.

Temperatur	Abgelesener Stand in Millimetern (Messingtheilung)							Glastheilung
	660	680	700	720	740	760	780	
1	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,01
2	0,22	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,01
3	0,32	0,33	0,34	0,35	0,36	0,37	0,38	0,02
4	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,50	0,51	0,03
5	0,54	0,56	0,57	0,59	0,60	0,62	0,64	0,04
6	0,65	0,67	0,69	0,71	0,72	0,74	0,76	0,05
7	0,75	0,78	0,80	0,82	0,85	0,87	0,89	0,05
8	0,86	0,89	0,91	0,94	0,97	0,99	1,02	0,06
9	0,97	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,15	0,06
10	1,08	1,11	1,14	1,17	1,21	1,24	1,27	0,07
11	1,18	1,22	1,26	1,29	1,33	1,36	1,40	0,08
12	1,29	1,33	1,37	1,41	1,45	1,49	1,53	0,09
13	1,40	1,44	1,48	1,53	1,57	1,61	1,65	0,10
14	1,51	1,55	1,60	1,64	1,69	1,73	1,78	0,11
15	1,61	1,66	1,71	1,76	1,81	1,86	1,91	0,11
16	1,72	1,77	1,82	1,88	1,93	1,98	2,03	0,12
17	1,83	1,88	1,94	1,99	2,05	2,10	2,16	0,13
18	1,93	1,99	2,05	2,11	2,17	2,23	2,29	0,13
19	2,04	2,10	2,17	2,23	2,29	2,35	2,41	0,14
20	2,15	2,21	2,28	2,34	2,41	2,47	2,54	0,15
21	2,26	2,32	2,39	2,46	2,53	2,60	2,67	0,16
22	2,36	2,43	2,51	2,58	2,65	2,72	2,79	0,17
23	2,47	2,54	2,62	2,69	2,77	2,84	2,92	0,18
24	2,58	2,66	2,73	2,81	2,89	2,97	3,05	0,18
25	2,68	2,77	2,85	2,93	3,01	3,09	3,17	0,19
26	2,79	2,88	2,96	3,04	3,13	3,21	3,30	0,20
27	2,90	2,99	3,07	3,16	3,25	3,34	3,42	0,20
28	3,00	3,10	3,19	3,28	3,37	3,46	3,55	0,21
29	3,11	3,21	3,30	3,39	3,49	3,58	3,68	0,22
30	3,22	3,32	3,41	3,51	3,61	3,71	3,80	0,22

Tabelle 3. Reduction des Barometerstandes auf Normalschwere.

An dem auf 0° reducirten Barometerstande sind die folgenden Correctionen anzubringen.

A. Geographische Breite.

Zwischen 0 und 45° Breite werden die Zahlen der Tabelle abgezogen, zwischen 45 und 90° dem Barometerstande hinzugefügt.

Geographische Breite	Barometerstand, auf 0° reducirt, in Millimetern									Geographische Breite
Grad	660	680	700	720	740	750	760	770	780	Grad
0	1,71	1,76	1,81	1,86	1,92	1,94	1,97	1,99	2,02	90
5	1,68	1,73	1,79	1,84	1,89	1,91	1,94	1,96	1,99	85
10	1,61	1,65	1,70	1,75	1,80	1,83	1,85	1,87	1,90	80
15	1,48	1,53	1,57	1,61	1,66	1,68	1,70	1,73	1,75	75
20	1,31	1,35	1,39	1,43	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	70
25	1,10	1,13	1,17	1,20	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	65
30	0,85	0,88	0,91	0,93	0,96	0,97	0,98	1,00	1,01	60
35	0,58	0,60	0,62	0,64	0,66	0,66	0,67	0,68	0,69	55
40	0,30	0,31	0,31	0,32	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	50
45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	45

B. Seehöhe.

Die nachfolgenden Zahlen sind vom Barometerstande abzuziehen.

Seehöhe	Barometerstand, auf 0° reducirt, in Millimetern									Seehöhe
m	620	640	660	680	700	720	740	760	770	m
100	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	100
200	—	—	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	200
300	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	—	300
400	—	—	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	—	400
500	—	—	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	—	500
600	—	—	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	—	—	600
700	—	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	—	—	700
800	—	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	—	—	800
900	—	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	—	—	—	900
1000	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	—	—	—	1000
1100	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,16	—	—	—	1100
1200	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	—	—	—	—	1200
1300	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	—	—	—	—	1300
1400	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	—	—	—	—	1400
1500	0,18	0,19	0,19	0,20	—	—	—	—	—	1500
1600	0,19	0,20	0,21	0,21	—	—	—	—	—	1600
1700	0,21	0,21	0,22	0,23	—	—	—	—	—	1700
1800	0,22	0,23	0,23	—	—	—	—	—	—	1800
1900	0,23	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—	1900
2000	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—	—	2000

Tabelle 4. Reduction des Barometerstandes auf Meeresniveau.

Die Zahlen der Tabelle sind zu dem auf 0^0 reducirten Barometerstand zu addiren.

Seehöhe des Barometers	Barometerstand red. auf 0^0	Lufttemperatur										
		-20^0	-15^0	-10^0	-5^0	0^0	5^0	10^0	15^0	20^0	25^0	30^0
m	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
10	720	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8
	740	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
	760	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	780	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
20	720	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7
	740	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7
	760	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7
	780	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7
30	720	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4
	740	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5
	760	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5
	780	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6
40	720	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2
	740	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5	3,4	3,4	3,3
	760	4,1	4,0	3,9	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4
	780	4,2	4,1	4,0	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5
50	720	4,9	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,3	4,3	4,2	4,1	4,0
	740	5,0	4,9	4,8	4,8	4,6	4,5	4,5	4,4	4,3	4,2	4,1
	760	5,2	5,1	4,9	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,3	4,2
	780	5,3	5,2	5,1	5,0	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,4
100	710	9,7	9,5	9,3	9,1	8,9	8,8	8,6	8,4	8,3	8,1	8,0
	730	10,0	9,8	9,6	9,4	9,2	9,0	8,8	8,7	8,5	8,4	8,2
	750	10,2	10,0	9,8	9,6	9,3	9,2	9,1	8,9	8,7	8,6	8,4
	770	10,5	10,3	10,1	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1	9,0	8,8	8,6
200	710	19,6	19,1	18,8	18,4	18,0	17,6	17,3	17,0	16,7	16,4	16,1
	730	20,1	19,7	19,3	18,9	18,5	18,1	17,8	17,5	17,1	16,8	16,5
	750	20,6	20,2	19,8	19,5	19,0	18,6	18,3	17,9	17,6	17,3	17,0
	770	21,2	20,8	20,3	19,9	19,5	19,1	18,7	18,4	18,1	17,7	17,4
300	700	29,1	28,5	27,9	27,3	26,8	26,1	25,6	25,2	24,7	24,2	23,8
	720	30,0	29,3	28,7	28,1	27,5	26,9	26,4	25,9	25,4	24,9	24,5
	740	30,7	30,0	29,4	28,8	28,3	27,6	27,1	26,6	26,1	25,6	25,1
	760	31,5	30,8	30,2	29,6	29,0	28,3	27,8	27,3	26,8	26,2	25,9

Tabelle 4. Reduction des Barometerstandes auf Meeresniveau.

(Fortsetzung.)

Seehöhe des Barometers	Barometerstand red. auf 0°	Lufttemperatur										
		—20°	—15°	—10°	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
m	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
400	690	38,5	37,7	36,9	36,1	35,4	34,7	34,0	33,4	32,8	32,1	31,6
	710	39,6	38,8	38,0	37,2	36,4	35,7	35,0	34,8	33,7	33,1	32,5
	730	40,7	39,8	38,9	38,1	37,4	36,7	36,0	35,3	34,7	34,0	33,4
	750	41,8	40,8	40,0	39,2	38,4	37,6	36,9	36,2	35,6	34,9	34,3
500	680	47,7	47,0	45,6	44,8	43,9	43,0	42,2	41,4	40,7	39,9	39,2
	700	49,1	48,0	47,0	46,1	45,1	44,3	43,4	42,6	41,8	41,0	40,3
	720	50,4	49,3	48,3	47,3	46,4	45,5	44,6	43,8	42,9	42,2	41,4
	740	51,7	50,6	49,6	48,6	47,6	46,7	45,8	45,0	44,1	43,3	42,5
600	670	57,5	56,2	54,4	53,4	52,3	51,2	50,3	49,3	48,4	47,5	46,7
	690	58,5	57,3	56,1	54,9	53,8	52,4	51,7	50,8	49,8	48,9	48,0
	710	60,2	58,9	57,6	56,4	55,3	54,1	53,2	52,2	51,2	50,2	49,3
	730	61,5	60,4	59,1	57,9	56,8	55,7	54,6	53,6	52,6	51,6	50,7
700	670	66,6	65,7	63,8	62,5	61,3	60,1	59,0	57,8	56,8	55,7	54,7
	690	68,6	67,1	65,7	64,4	63,1	61,8	60,6	59,5	58,4	57,3	56,3
	710	70,5	69,0	67,5	66,1	64,8	63,5	62,3	61,1	60,0	58,9	57,8
	730	72,2	70,7	69,3	67,9	66,5	65,2	64,0	62,8	61,6	60,5	59,4
800	660	75,8	74,6	72,3	70,9	69,5	68,1	66,7	65,4	64,1	62,9	61,6
	680	77,2	76,5	74,8	73,1	71,6	70,1	68,7	67,4	66,1	64,8	63,6
	700	80,6	78,6	76,9	75,3	73,8	72,1	70,8	69,4	68,0	66,8	65,6
	720	82,6	80,8	79,0	77,3	75,8	74,1	72,8	71,3	70,0	68,6	67,3
900	640	83,5	81,5	79,7	78,1	76,3	74,8	73,2	71,7	70,4	69,0	67,7
	660	86,0	84,5	82,1	80,4	78,6	77,0	75,4	74,0	72,6	71,1	69,8
	680	87,4	85,4	83,5	82,9	81,1	79,4	77,8	76,2	74,7	73,0	71,9
	700	91,2	89,2	87,2	85,3	83,5	81,7	80,1	78,5	76,9	75,4	74,1
1000	650	94,7	92,4	90,5	88,4	86,7	85,0	83,2	81,4	79,9	78,4	76,8
	670	97,8	95,4	93,3	91,3	89,5	87,6	85,8	84,0	82,3	80,8	79,2
	690	100,7	98,4	96,2	94,1	92,1	90,2	88,2	86,6	84,9	83,3	81,7

Tab. 5. Vergleichung der Thermometerscalen.

n^0 Celsius $= \frac{4}{5} n^0$ Réaumur $= (32 + \frac{9}{5} n)^0$ Fahrenheit.
n^0 Réaumur $= \frac{5}{4} n^0$ Celsius $= (32 + \frac{9}{4} n)^0$ Fahrenheit.

n^0 Fahrenheit $= \frac{n - 32}{1,8}^0$ Celsius $= \frac{n - 32}{2^1/_4}^0$ Fahrenheit.

C	R	F	C	R	F	C	R	F
— 40	— 32	— 40	— 7	— 5,6	19,4	17	13,6	62,6
— 37,5	— 30	— 35,5	— 6,7	— 5,4	20	18	14,4	64,4
— 37,2	— 29,8	— 35	— 6,25	— 5,0	20,75	18,3	14,6	65
— 35	— 28	— 31	— 6	— 4,8	21,2	18,75	15	65,75
— 34,4	— 27,5	— 30	— 5	— 4,0	23,0	19	15,2	66,2
— 31,7	— 25,4	— 25	— 4	— 3,2	24,8	20	16,0	68,0
— 31,25	— 25	— 24,25	— 3,9	— 3,1	25	21	16,8	69,8
— 30	— 24	— 22	— 3	— 2,4	26,6	21,1	16,9	70
— 28,9	— 23,1	— 20	— 2	— 1,6	28,4	22	17,6	71,6
— 26,1	— 20,9	— 15	— 1,1	— 0,9	30	23	18,4	73,4
— 25	— 20	— 13	— 1	— 0,8	30,2	23,9	19,1	75
— 24	— 19,2	— 11,2	0	0	32,0	24	19,2	75,2
— 23,3	— 18,6	— 10	1	0,8	33,8	25	20,0	77,0
— 23	— 18,4	— 9,4	1,7	1,4	35	26	20,8	78,0
— 22	— 17,6	— 7,6	2	1,6	35,6	26,7	21,4	80
— 21	— 16,8	— 5,8	3	2,4	37,4	27	21,6	80,6
— 20,6	— 16,5	— 5	4	3,2	39,2	28	22,4	82,4
— 20	— 16	— 4	4,4	3,5	40	29	23,2	84,2
— 19	— 15,2	— 2,2	5	4,0	41,0	29,4	23,5	85
— 18,75	— 15	— 1,75	6	4,8	42,8	30	24,0	86,0
— 18	— 14,4	— 0,4	6,25	5	43,25	31	24,8	87,8
— 17,8	— 14,2	0	7	5,6	44,6	31,25	25	88,25
— 17	— 13,6	1,4	7,2	5,8	45	32	25,6	89,6
— 16	— 12,8	3,2	8	6,4	46,4	32,2	25,8	90
— 15	— 12,0	5,0	9	7,2	48,2	33	26,4	91,4
— 14	— 11,2	6,8	10	8,0	50	34	27,2	93,2
— 13	— 10,4	8,6	11	8,8	51,8	35	28,0	95
— 12,5	— 10	9,5	12	9,6	53,6	36	28,8	96,8
— 12,2	— 9,8	10	12,5	10	54,5	37	29,6	98,6
— 12	— 9,6	10,4	12,8	10,2	55	37,5	30	99,5
— 11	— 8,8	12,2	13	10,4	55,4	37,8	30,2	100
— 10	— 8,0	14,0	14	11,2	57,2	38	30,4	100,4
— 9,4	— 7,5	15	15	12,0	59,0	39	31,2	102,2
— 9	— 7,2	15,8	15,6	12,5	60	40	32	104,0
— 8	— 6,4	17,6	16	12,8	60,8	—	—	—

Litteratur.

(1) S. 1. Maurice de Thierry. Ozon. C. R. **124**, 460, 1897.
(2) S. 1. Ebermayer. Kohlensäure. Wollny Forsch. a. d. Geb. d. Agriculturphys. **13**, 424—474, 1890.
(3) S. 2. J. Aitken. Staub. Proceed. Roy. Soc. Edinb. **16**, 135—172, 1888—89; Trans. Roy. Soc. Edinb. **35**, 1—19, 1890.
(4) S. 2. R. Assmann. Dasselbe. Festschr. d. Stadt Magdeburg, gewidmet der 57. Naturforschervers. 1884, 210.
(5) S. 2. W. J. Prim. Dasselbe. Pall Mall Gazette; Met. ZS. **9**, 118—119, 1892.
(6) S. 9. S. P. Langley. Sonnenstrahlung. Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere. Profess. Papers Sign. Serv. No. 15, Washington, 1884.
(7) S. 9. J. W. Strutt (Lord Rayleigh). Himmelsfarbe. Phil. Mag. (4) **41**, 107—120, 274—279, 447—454, 1871.
(8) S. 11. H. W. Dove. Mitteltemperatur der Parallelkreise. Berlin. Monatsber. 1852, 196—205.
(9) S. 11. R. Spitaler. Dasselbe. Wien. Denkschr. math.-naturw. Cl. **51** [2], 1—20, 1886.
(10) S. 12. W. v. Bezold. Dasselbe. Berlin. Sitzber. 1900, 370.
(11) S. 13. Otto Pettersson. Golfstrom und Lufttemperatur. Met. ZS. **13**, 285—321, 1896.
(12) S. 13. Wilh. Meinardus. Dasselbe. Met. ZS. **15**, 85—105, 1898; Naturw. Rundsch. **12**, 105—107, 209—213, 1898; ZS. d. Ges. f. Erdk. Berlin **33**, 183—200, 1898.
(13) S. 13. J. Hann. Verticale Temperaturvertheilung im Gebirge. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 241, 1897.
(14) S. 14. R. Süring. Dasselbe. Diss. Berlin 1890.
(15) S. 14, 23. J. Hann. Dasselbe. Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 242, 1897.
(16) S. 14. Chr. Wiener. Sonnenstrahlung. Oesterr. ZS. f. Met. **14**, 113—130, 1879.
(17) S. 15. V. Regnault. Verdampfungswärme des Wassers. Mém. de l'Acad. **21**, 635, 1847.
(18) S. 16. V. Kremser. Klima von Helgoland. Ann. d. Hydr. **19**, 177—188, 217—229, 1891.
(19) S. 16. Th. v. Neergard. Schutz gegen Bodenfrost mittelst Bewässerung. Landwirthsch. Wochenbl. f. Schleswig-Holstein **23**, 152—153, 1883.
(20) S. 17. A. Müttrich. Waldtemperatur. ZS. f. Forst- und Jagdwesen 1890, H. 7.
(21) S. 17. J. Schubert. Dasselbe. Ebenda 1897, H. 10.
(22) S. 18. A. Woeikoff. Wärmeschwankung von Berg und Thal. Klimate d. Erde **1**, Cap. 8; Oesterr. ZS. f. Met. **18**, 211—220, 241—248, 1883.
(23) S. 19. A. Erman. Maifröste. Pogg. Ann. **48**, 582—601, 1839.
(24) S. 19. H. W. Dove. Dasselbe. Abh. d. Acad. d. W. Berlin 1856, phys. Cl. 121—192.

(25) S. 19. R. Assmann. Dasselbe. Magdeb. Ztg. 1883; Oesterr. ZS. f. Met. **18**, 146—148, 1883.
(26) S. 19. W. v. Bezold. Dasselbe. Abh. math.-phys. Cl. Acad. d. W., München **14** [2], 69—108, 1883; Oesterr. ZS. f. Met. **18**, 268—274, 1883.
(27) S. 19. V. Kremser. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 209—214, 1900.
(28) S. 20. G. Hellmann. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 333—335, 1900.
(29) S. 20. J. Franz. Bodentemperatur in Königsberg. Schr. d. phys.-öcon. Ges. Königsberg **36**, 51—66, 1895.
(30) S. 20. Ernst Leyst. Dasselbe. Ebenda **33**, 1—67, 1892.
(31) S. 22. W. v. Bezold. Potentielle Temperatur. Berlin. Sitzber. 1888, 1189—1206.
(32) S. 23. A. Berson. Temperatur höherer Luftschichten. Wissensch. Luftfahrten **3**, 1900.
(33) S. 27. R. Börnstein. Berliner Temperaturverhältnisse. 15. Jahresber. d. Berl. Zweigver. d. Deutsch. Met. Ges. 1898; vergl. auch R. Börnstein u. E. Less. Met. ZS. **15**, 321—332, 1898.
(34) S. 28. R. Assmann. Aspirationspsychrometer. Berlin. Sitzber. 1887 [2], 938—945.
(35) S. 29. J. Hann. Verticale Dampfdruckvertheilung. Oesterr. ZS. f. Met. **9**, 193—200, 1874.
(36) S. 29. W. v. Bezold. Specifische Feuchtigkeit. Berlin. Sitzber. 1890, 355—390.
(37) S. 29, 83. O. J. Broch. Sättigungsdruck. Trav. et Mém. Bur. Internat. des Poids et Mes. **1** A, 33, 1881.
(38) S. 31. H. Wild. Sättigungsdeficit. Wild Repert. f. Met. **4**, Nr. 7, 5, 1875.
(39) S. 31. G. Ed. Stelling. Verdunstung. Wild Repert. f. Met. **7**, Nr. 6, 1—75, 1880.
(40) S. 31. O. Britzke. Dasselbe. Ebenda **17**, Nr. 10, 1—54, 1894.
(41) S. 32. H. Meyer. Jährlicher Gang der Luftfeuchtigkeit. Met. ZS. **2**, 153—162, 1885.
(42) S. 32. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. **104** [2a], 351—401, 1895.
(43) S. 33. A. Buchan. Dampfdruck auf dem Nordatlantischen Ocean. Siehe J. Hann. Met. ZS. **8**, 281—293, 1891.
(44) S. 33. St. Hepites. Dasselbe in Bukarest. Annales Inst. Mét. Roman. **9**, C 320, 1893.
(45) S. 33. J. Hann. Dasselbe auf dem Sonnblick. Wien. Ber. **104** [2a], 351—401, 1895.
(46) S. 33. R. Süring. Verticale Vertheilung der Feuchtigkeit. Wissensch. Luftfahrten **3**, 161, 166, 1900.
(47) S. 34. A. J. Ceyp. Schwüle. Himmel u. Erde **1**, 598—602, 1889.
(48) S. 35. A. Kammermann. Nachtfrostprognose. Arch. sc. phys. (3) **14**, 425—434, 1885; **17**, 436—448, 1887.
(49) S. 36. Ebel. Föhn. Mitth. d. naturf. Ges. Zürich **2**, 24 und
(50) S. 36. James P. Espy. Philosophy of storms, Boston, 1841. Fourth Met. Rep., Febr. 1857, citirt von J. Hann. Met. ZS. **2**, 393, 1885.
(51) S. 36. H. v. Helmholtz. Dasselbe. Populäre Vorträge **1**, 97, 1876.
(52) S. 36. H. Wild. Dasselbe. Ueber Föhn und Eiszeit. Bern, 1868; Der Schweizer Föhn. Bern, 1868.
(53) S. 36. J. Hann. Dasselbe. Ausser anderen Arbeiten, die in Hann. Klimatologie **1**, 332, 1897 zusammengestellt sind: Wien. Ber. **85** [2]. 416—440, 1882; Met. ZS. **2**, 393—399, 1885.
(54) S. 36. J. Hann. Dynamische Abkühlung feuchter Luft. Hann, Klimatologie **1**, 267, 1897.

(55) S. 38. Baron F. Wrangel. Bora. Wild Repert. f. Met. **5**, Nr. 4, 1876; Oesterr. ZS. f. Met. **11**, 238—240, 1876.
(56) S. 39. N. Ekholm. Psychrometer unter 0°. Exploration internat. des régions polaires. Observ. faites au Cap Thordsen, Spitzberg, par l'expéd. suéd. publ. par l'acad. roy. des sc. de Suède **1**, Stockholm, 1891.
(57) S. 40. Coulier. Staubkerne bei der Nebelbildung. J. de pharm. et de chim. (4) **22**, 165—173, 254—255, 1875.
(58) S. 40. John Aitken. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. Edinb. **11**, 14—18, 122—126, 1880—81; Nature **23**, 195—197, 1881, und spätere Arbeiten.
(59) S. 40, 41. Rob. v. Helmholtz. Dasselbe. Diss. Berlin 1885; Wied. Ann. **27**, 508—543, 1886; Naturw. Rundsch. **1**, 69—71, 1886; Met. ZS. **3**, 263—265, 1886.
(60) S. 40. Gust. Melander. Dasselbe. Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors, 1897.
(61) S. 41. Sir William Thomson. Abhängigkeit des Dampfdrucks von der Form der Flüssigkeitsoberfläche. Proc. Roy. Soc. Edinb. **7**, 63—68, 1870; Phil. Mag. (4) **42**, 448—452, 1871.
(62) S. 41. R. Assmann. Nebeltröpfchen. Met. ZS. **2**, 41—47, 1885.
(63) S. 42. R. Clausius. Dunstbläschen. Crelle J. **34**, **36**, 185; Wied. Ann. **72**, 294—314, 1847; **76**, 161—188, 188—195, 1849.
(64) S. 42. Joh. Kiessling. Nebeltröpfchen. Met. ZS. **1**, 121, 1888.
(65) S. 43. W. v. Bezold. Geringe Condensation durch Luftmischung. Berlin. Sitzber. 1890, 355—390.
(66) S. 44. Heinr. Hertz. Feuchtigkeitsstadien aufsteigender Luft. Met. ZS. **1**, 421—431, 474—475, 1884.
(67) S. 44. H. Mohn. Dasselbe. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 211, 1898.
(68) S. 46. Luke Howard. Wolkenformen. An essay of the modifications of clouds, London, 1802; neu aufgelegt, London, 1865. Die Wolkenformen sind auch beschrieben in: Tilloch Phil. Mag. Nr. 62; Bibl. britann. Sc. and Arts **27**, 185; Gilb. Ann. **21**, 137—159, 1805 und Nicholson's Journ. 1811; Gilb. Ann. **51**, 1—48, 1815.
(69) S. 46. W. v. Goethe. Wandwolke. Goethe's sämmtliche Werke, Cotta'sche Ausgabe von 1840—58, **40**, 316.
(70) S. 46. H. Hildebrandsson, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort. Atlas international des nuages. Paris, Gauthier-Villars et fils, 1896.
(71) S. 48. F. Vettin. Wolkenhöhen. Oesterr. ZS. f. Met. **17**, 275, 1882.
(72) S. 49. Clement Ley. Wolken und Wetterzeichen. Die moderne Meteorologie. Sechs Vorlesungen, gehalten auf Veranlassung der Meteor. Gesellsch. zu London. Deutsche Origin.-Ausg. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1882, 121—158.
(73) S. 49. F. Erk. Flussläufe auf einer Wolkendecke abgebildet. Illustr. Mitth. d. Oberrhein. Ver. f. Luftschiff. 1898, H. 2, 3; Met. ZS. **15**, 216—225, 1898.
(74) S. 49. H. v. Helmholtz. Wogenwolken. Berlin. Sitzber. 1889 [2], 761—780; Verh. Physik. Ges. **8**, 61—76, 1889.
(75) S. 50. H. Geitel. Nachahmung der Luftwogen. Met. ZS. **17**, 426—427, 1900.
(76) S. 51. F. Vettin. Messung der Wolkenbewegung. Oesterr. ZS. f. Met. **17**, 267—275, 351—358, 1882; **18**, 92—97, 162—165, 1883.
(77) S. 51. N. Ekholm. Dasselbe. Met. ZS. **5**, 125—132, 1888.
(78) S. 52. W. v. Bezold. Dämmerung. Pogg. Ann. **123**, 240—276, 1864.
(79) S. 53. W. v. Bezold. Dämmerungserscheinungen nach dem Krakatauausbruch. Oesterr. ZS. f. Met. **19**, 72—73, 1884.

(80) S. 54. G. Neumayer. Staub vom Krakatau. Met. ZS. 1, 4—9, 49—65, 156—163, 181—198, 277—282, 311—319, 1884.

(81) S. 54. F. A. Rollo Russel u. E. Douglas Archibald. Optische Erscheinungen in Folge des Krakatauausbruches. In: The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena. Report of the Krakatoa-Committee of the Royal Society. Edited by G. J. Symons, London, 1888, besprochen von J. M. Pernter. Met. ZS. 6, 329—339, 409—418, 447—466, 1889.

(82) S. 54. Joh. Kiessling. Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen zur Erklärung der nach dem Krakatauausbruch beobachteten atmosphärisch-optischen Störung. Hamburg und Leipzig, Leop. Voss, 1888.

(83) S. 54. O. Jesse. Leuchtende Nachtwolken. Met. ZS. 9, 413—417, 1892; Astron. Nachr. 140, 161—168, 1896.

(84) S. 56. H. Mohn. Nordlicht. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, 386.

(85) S. 57. L. Teisserenc de Bort. Räumliche Vertheilung der Bewölkung. Ann. Bur. Centr. Mét. de France 1884, 1.

(86) S. 58. J. Liznar. Täglicher Gang der Bewölkung. Oesterr. ZS. f. Met. 20, 241—250, 1885.

(87) S. 59. W. F. Badgley. Thaubildung. Quart. Journ. Met. Soc. 17, 80—87, 1891.

(88) S. 59. R. Russel. Dasselbe. Observations on dew and frost, publ. by Mr. Edward Stanford. Auszug: Nature 47, 210—213, 1892—93; Met. ZS. 10, 390—393, 1893.

(89) S. 59. E. Wollny. Dasselbe. Wollny. Forsch. a. d. Geb. d. Agriculturphys. 15, 111—151, 1892.

(90) S. 60. J. Juhlin. Dampfdruck über Wasser und Eis. Bihang Kongl. Svenska Vetensk.-Akad.-Handl. 17 [1], Nr. 1, 1891; Met. ZS. 11, 28—29, 1894.

(91) S. 60. J. Aitken. Reif. Proceed. Roy. Soc. Edinb. 14, 121, 1886—87.

(92) S. 60. R. Assmann. Rauhreif. Wetter 2, 25—32, 1886.

(93) S. 62. W. v. Bezold. Hagel. Berlin. Sitzber. 1892, 306 u. 307.

(94) S. 63. Albert Stiger. Hagelschiessen. Met. ZS. 14, 32—33, 148—151, 1897.

(95) S. 63. G. Suschnig. Dasselbe. Referat über die Erfolge und Beobachtungen beim Wetterschiessen in Oesterreich, erstattet dem 2. internat. Wetterschiesscongresse in Padua (25. bis 29. Nov. 1900). Graz, Carl Greinitz Neffen.

(96) S. 63. J. M. Pernter u. W. Trabert. Dasselbe. Met. ZS. 17, 385—414, 1900. Man vergleiche auch: J. M. Pernter. Met. ZS. 18, 25—28, 1901 und Das moderne Wetterschiessen in: Die Kultur, herausgeg. v. d. österr. Leo-Gesellschaft in Wien, 1901.

(97) S. 63. Rud. Szutsek. Das praktische Wetterschiessen. Graz, Hans Wagner, 1900.

(98) S. 63. L. Dufour. Erstarren überkalteter Wassertröpfchen. C. R. 52, 750—752, 1861; Arch. sc. phys. (2) 10, 346—371, 1861; Pogg. Ann. 114, 530—554, 1861.

(99) S. 64. Luigi Bombicci. Hagelschiessen. Spari contro le grandinate. Notizie e consiglie. Bologna tipogr. Mareggiani, Luglio 1899, 36.

(100) S. 64. E. Dorn. Dasselbe. Met. ZS. 17, 280—281, 1900.

(101) S. 64. K. Mack. Dasselbe. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemb. 56, 481, 1900.

(102) S. 64. Wilh. Meinardus. Eisregen. Wetter 15, 247—260, 1898.

(103) S. 64. John Murray. Niederschlagshöhe der verschiedenen Breiten. Scot. Geogr. Mag. 3, Nr. 2, Febr. 1887. Auszug mit Umrechnung auf Metermaass Met. ZS. 4 [63—64], 1887.

(104) S. 65. Hugo Meyer. Niederschlagsverhältnisse Deutschlands. Archiv der Seewarte **11**, Nr. 6, 1888.
(105) S. 65. G. Hellmann. Regenarme und regenreiche Gebiete Deutschlands. Met. ZS. **3**, 429—437, 473—485, 1886; Regenkarte d. Provinzen Westpreussen und Posen. Berlin, Dietrich Reimer, 1900.
(106) S. 66. A. Sprung. Täglicher Gang des Regens. Anhang z. Jahresber. d. Berlin. Zweigver. d. Deutsch. Met. Ges. 1899.
(107) S. 66. R. Börnstein. Dasselbe. Ebenda **14**, 1897; Met. ZS. **14**, 209—214, 1897.
(108) S. 66. P. Schreiber. Dasselbe. Jahrb. d. K. Sächs. Met. Inst. **12** [1], 138, 1894. Zusammengerechnet von E. Less. Met. ZS. **17**, 55—56, 1900.
(109) S. 66. Alb. Riggenbach. Dasselbe. Ergebnisse siebenjähriger Niederschlagsregistrirungen in Basel. Karlsruhe, 1898.
(110) S. 66. E. Less. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 49—71, 1900.
(111) S. 66. J. Hann. Dasselbe. Met. ZS. **6**, 221—224, 229, 1889.
(112) S. 66. Henry F. Blanford. Dasselbe. Indian Met. Memoirs **4**, 39—46, abgedruckt in Met. ZS. **6**, 110—112, 1889.
(113) S. 66. R. Assmann. Gebirge und Niederschlag. Der Einfluss der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Forsch. z. Deutsch. Landes- u. Volkskunde, herausgeg. v. R. Lehmann **1**, H. 6, 315—388. Stuttgart, Engelhorn, 1886.
(114) S. 66. J. Hann. Dasselbe. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 296, 1897.
(115) S. 67. F. Erk. Höhenregion der grössten Niederschlagsmenge. Met. ZS. **4**, 55—69, 1887.
(116) S. 67. J. Hann. Schneegrenze. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 313, 1897.
(117) S. 68. E. v. Drygalski. Gletscherbewegung. Grönlandexpedition d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1891—93, unter Leitung von Erich v. Drygalski. 2 Bde. Berlin, W. H. Kühl, 1897. Vergl. Verh. d. physik. Ges. zu Berlin **17**, 62—65, 1898.
(118) S. 69. Henry F. Blanford. Wald und Regen. Journ. Asiatic Soc. of Bengal **1**, 1887. Auszug: Met. ZS. **5**, 235—237, 1888.
(119) S. 69. A. Müttrich. Dasselbe. ZS. f. Forst- u. Jagdwesen 1892, 27—42; Wetter **9**, 46—48, 68—71, 90—96, 1892.
(120) S. 70. E. Wollny. Vegetation und Wasserführung der Flüsse. Met. ZS. **17**, 491—504, 1900.
(121) S. 70. Wills. Weideertrag und Regenhöhe. Scottish Geogr. Mag. **3**, citirt bei Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 65, 1897.
(122) S. 70. W. Köppen. Niederschlagsdauer. Met. ZS. **2**, 10—24, 1885.
(123) S. 72. W. S. Jevons. Aufstellung des Regenmessers. Phil. Mag. (4) **22**, 421—433, 1861.
(124) S. 72. F. E. Nipher. Schutztrichter für Regenmesser. Proc. Amer. Assoc. for the Adv. of Sc., St. Louis Meeting, 1878; Oesterr. ZS. f. Met. **14**, 250—254, 1879.
(125) S. 73. R. Börnstein. Dasselbe. Met. ZS. **1**, 381—387, 1884.
(126) S. 73. V. Regnault. Gewicht von 1 Liter Luft. Relation des expériences entreprises par ordre du ministre des travaux publics etc. pour déterminer les principales lois et les données numériques qui entrent dans le calcul des machines à vapeur. Paris, 1847; Pogg. Ann. **74**, 203—213, 1848.
(127) S. 73. J. M. Crafts. Dasselbe. C. R. **106**, 1662—1664, 1888.
(128) S. 73. W. Traube. Dasselbe. Landolt u. Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 2. Aufl., 115. Berlin, Springer, 1894.
(129) S. 74. Wilh. Ferrel. Luftdruckvertheilung nach geographischer Breite. Meteor. Researches **1**; Appendix 20 zu: Report of the Superintendent of the U. S. Coast Survey 1875, Washington 1878, S. 400.

(130) S. 74. O. Baschin. Dasselbe. ZS. d. Ges. f. Erdkunde Berlin **30**, 368—374, 1895.
(131) S. 76, 81. J. Hann. Täglicher Gang des Luftdrucks. Denkschr. d. K. Acad. Wien, Math.-phys. Cl., **55**, 73 S., 1889.
(132) S. 77. M. Margules. Dasselbe. Wien. Ber. **101** [2a], 597—626, 1892; **102** [2a], 11—56, 1369—1420, 1893.
(133) S. 81. R. Börnstein. Dasselbe. Met. ZS. **8**, 161—170, 1891.
(134) S. 86. William Ferrel. Ablenkende Wirkung der Erddrehung. The Mathem. Monthly, ed. by J. D. Runkle, New York, **1**, 140—148, 210—216, 300—307, 366—373, 397—406, 1859; **2**, 89—97, 339—346, 374—390, 1860. Auszug: The Nashville Journal and Surgery, ed. by W. K. Bowling, etwa 1857, und Sillim. Amer. Journ. (2) **31**, 27—51, 1861.
(135) S. 86. M. Thiesen. Dasselbe. Oesterr. ZS. f. Met. **14**, 203—206, 1879.
(136) S. 86. H. W. Brandes. Beziehungen zwischen Druck und Wind. Beiträge zur Witterungskunde. Leipzig, 1820, 78.
(137) S. 86. James P. Espy. Dasselbe. The philosophy of storms. Boston, Charles C. Little and James Brown, 1841. Fourth Meteorological Report, Washington, 1857. Das Wesentlichste aus dem Inhalt dieser Arbeiten wurde bereits der British Association for the Advancement of Science im September 1840 vorgetragen.
(138) S. 86. C. H. D. Buys-Ballot. Barisches Windgesetz. Archiv f. holländ. Beitr. zur Natur- u. Heilkunde, herausgeg. von Donders u. Berlin, Utrecht, **3**, 85—109, 1864. Auszug: Versl. en Meded. d. Kon. Acad. van Wet. Amsterdam **7**, 75—76, 1858; C. R. **45**, 765—768, 1857; Wien. Ber. **42**, 299—300, 1860. Ausführlicher in: La Science, 3. année no. 87, p. 459. Ein an Poggendorff's Annalen im August 1860 eingesandter Bericht über die Arbeit wurde nicht aufgenommen (Donders Arch. l. c. S. 95). Die hier angewandte Schreibweise Buys-Ballot findet sich auf der Dissertation (1844) und auf den meisten anderen Arbeiten des holländischen Meteorologen, sowie auch auf dem Denkmal, welches ihm an der Stätte seines Wirkens in De Bilt bei Utrecht errichtet wurde. Doch scheint diese Form aus Zusammensetzung des ursprünglichen Familiennamens Ballot mit dem Vornamen Buijs unter Ersetzung des ij durch y entstanden zu sein. Wie Herr Dr. J. D. van der Plaats in Utrecht mir freundlichst mittheilte, ist in den Acten des Standesamtes zu Kloetinge bei Goes in Zeeland der am 10. October 1817 geborene Sohn des dortigen reformirten Pfarrers Ballot mit den Vornamen Christophorus Henricus Dedericus Buijs eingetragen. Ein Bruder des Meteorologen nannte sich gleichfalls nur Ballot.
(139) S. 87. A. Sprung. Gradienten. Arch. d. Seewarte **2**, Nr. 2, 1879.
(140) S. 87. J. Hann. Windgeschwindigkeiten. Instruct. f. d. meteor. Beob. a. d. österr. Stat. Wien, 1893, in Comm. bei Wilh. Engelmann in Leipzig; Met. ZS. **11**, 155—156, 1894.
(141) S. 87. A. Oberbeck. Windsystem der Erde. Berlin. Sitzber. 1888, 383—395, 1129—1138. Auszug: Naturw. Rundsch. **3**, 289—292, 1888; **4**, 169—172, 1889. Auszug aus der ersten Abhandlung auch Met. ZS, **5**, 305—310, 1888.
(142) S. 89. G. Hellmann. Vertheilung der Windstärke. Met. ZS. **14**, 321—340, 1897.
(143) S. 90. A. Berson. Windrichtung in der Höhe. Wissensch. Luftf. **3**, 208, 1900.
(144) S. 91. J. Hann. Berg- und Thalwind. Oesterr. ZS. f. Met. **14**, 444—448, 1879.
(145) S. 91. Chr. Schultheiss. Dasselbe. Wetter **13**, 131—134, 149—153, 1896.

(146) S. 91. A. Berson. Wachsen der Windstärke nach oben hin. Wissenschaftl. Luftf. 3, 206, 215, 221, 1900.
(147) S. 92. James P. Espy. Täglicher Gang der Windstärke. The philosophy of storms, Boston 1841, Introduction XIV.
(148) S. 92. W. Köppen. Dasselbe. Oesterr. ZS. f. Met. 14, 333—349, 377—378, 1879.
(149) S. 93. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. 102 [2a], 119—195, 1893; für den Sonnblickgipfel: Wien. Ber. 103 [2a], 619—690, 1894.
(150) S. 93. W. Köppen. Dasselbe für Bermuda. Ann. d. Hydr. 11, 625—643, 1893.
(151) S. 94. T. R. Robinson. Schalenkreuz. Transact. Roy. Irish Acad. 22, 155—178, 1852.
(152) S. 95. W. v. Bezold. Plötzliche Druckzunahme beim Erstarren überkalteter Regentropfen. Berlin. Sitzber. 1892, 291.
(153) S. 95. F. Vettin. Walzenform der Böe. Verh. Physik. Ges. Berlin 5, 94—96, 1886.
(154) S. 96. W. Köppen. Regenböe. Ann. d. Hydr. 10, 730, 1882.
(155) S. 98. R. Börnstein. Gewitternasen. Met. ZS. 16, 1—5, 1899.
(156) S. 98. E. Durand-Gréville. Böenlinie. Ann. Bur. Centr. Mét. de France. Mémoires B 249—272, 1892; C. R. 118, 829—832, 1894; Met. ZS. 11, 312—314, 1894.
(157) S. 99. W. Köppen. Gewittersturm vom 9. August 1881. Ann. d. Hydr. 10, 595—619, 714—737, 1882.
(158) S. 101. Benjamin Franklin. Drachenversuch. Des Herrn D. Benjamin Franklin (folgen Franklin's Titel) sämmtl. Werke, aus dem Englischen und Französischen übersetzt. Nebst des französischen Uebersetzers, des Herrn Barbey-Dubourg, Zusätzen und mit einigen Anmerkungen versehen von G. T. Wenzel-Dresden, Waltherische Buchhandlung, 1780. In Bd. 1, S. 169, findet sich der von Benjamin Franklin Esqu. an einen nicht genannten Empfänger am 19. October 1752 aus Philadelphia gerichtete „elfte Brief“ mit der Beschreibung des Drachenversuches.
(159) S. 102. J. Precht. Blitzphotographie. Himmel u. Erde 7, 177—185, 1895.
(160) S. 102. H. Kayser. Dasselbe. Berlin. Sitzber. 1884, 1119—1123; Wied. Ann. 25, 130—136, 1885.
(161) S. 102. George A. L. Rümker. Dasselbe. Himmel u. Erde 11, 134—136, 1899.
(162) S. 103. A. von Obermayer. St. Elmsfeuer. Met. ZS. 5, 324—325, 1888. Versuche darüber sind beschrieben Wien. Ber. 97 [2a], 247—258, 1888.
(163) S. 105. H. Mohn. Schallfortpflanzung. Ann. d. Hydr. 20, 85—96, 117—126, 1892.
(164) S. 106. H. L. F. Melsens. Blitzableiter. Des paratonnerres à pointes, à conducteurs et à raccordements terrestres multiples. Description détaillée des paratonnerres établis sur l'hôtel de ville de Bruxelles 1865. Gr. 8°. 156 S. Bruxelles 1877.
(165) S. 106. G. Hellmann. Blitzgefahr. ZS. d. Königl. Preuss. Statist. Bur. 1886, 177—190.
(166) S. 106. F. Pockels. Maximalstromstärke von Blitzen. Met. ZS. 15, 41—46, 1898; 18, 40—41, 1891.
(167) S. 107. H. Mohn. Wärme- und Wirbelgewitter. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 379.
(168) S. 107. Ludw. Friedr. Kämtz. Sommer- und Wintergewitter. Kämtz, Lehrbuch der Meteorologie, Halle, Gebauer, 1832, 2, 464, 480.
(169) S. 107. G. Hellmann. Wärme- und Wirbelgewitter. Met. ZS. 2, 433—445, 1885.
(170) S. 107. W. v. Bezold. Dasselbe. Berlin. Sitzber. 1892, 296, 299.

(171) S. 109. R. Börnstein. Gewitter im Juli 1884. Arch. d. Seewarte 8, Nr. 4, 1885.
(172) S. 109. Kämtz. Einfluss der Gebirge auf Fortschreiten der Gewitter. Meteorologie (siehe 168) 2, 474.
(173) S. 109. F. Vettin. Dasselbe. Met. ZS. 2, 172—183, 1885.
(174) S. 110. R. Börnstein. Gewitterbeobachtung bei einer Luftfahrt. Met. ZS. 17, 377—378, 1900.
(175) S. 111. Erman. Negativ elektrische Ladung des Erdbodens. Gilb. Ann. 15, 385—418, 1803.
(176) S. 111. F. Exner. Elektroskop. Wien. Ber. 95 [2], 1089—1100, 1887.
(177) S. 111. F. Exner. Lecher's luftelektrische Messungen im Ballon. Wien. Ber. 93 [2], 267, 1886; 96 [2], 1—57, 1888; Exner Repert. d. Phys. 22, 469, 1886.
(178) S. 112. J. Tuma. Luftelektrische Messungen im Ballon. Wien. Ber. 101 [2a], 1556—1559, 1892; 108 [2a], 227—260, 1899.
(179) S. 112. Ch. André (Le Cadet). Dasselbe. C. R. 117, 729—732, 1893.
(180) S. 112. G. Le Cadet. Dasselbe. C. R. 124, 761—762; 125, 494—496, 1897; Annales de l'Univ, de Lyon, fasc. 35, 1898.
(181) S. 112. O. Baschin. Dasselbe. Wissensch. Luftf. 2, 247—255, 1900.
(182) S. 112. R. Börnstein. Dasselbe. Ebenda 2, 165—166, 181—183, 375; 3, 271—282, 1900.
(183) S. 113. Leonhard Sohncke. Gewittertheorie. Der Ursprung der Gewitterelektricität und der gewöhnlichen Elektricität der Atmosphäre. Jena, Gust. Fischer, 1885.
(184) S. 113. F. Exner. Dasselbe. Wien. Ber. 93 [2], 222—286, 1886; Exner Repert. d. Phys. 22, 412—440, 451—479, 1886.
(185) S. 113. Svante Arrhenius. Dasselbe. Met. ZS. 5, 297—304, 348—360, 1888.
(186) S. 113. J. Elster u. H. Geitel. Niederschlagselektricität. Wien. Ber. 99 [2a], 421—450, 1890; Exner Repert. d. Phys. 27, 69—98, 1891; Verh. Ges. Deutsch. Naturf. u. Aerzte, Halle 1891.
(187) S. 114 J. Elster u. H. Geitel. Gewittertheorie. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity 4, 213—234, 1899.
(188) S. 114. W. Giese. Ionisirte Luft. Wied. Ann. 17, 1—41, 237—257, 519—550, insbes. S. 538, 1882.
(189) S. 114. A. Schuster. Raschere Bewegung der negativen Ionen. Proc. Roy. Soc. 47, 526—561, 1890.
(190) S. 114. J. J. Thomson. Dasselbe. Phil. Mag. (5) 40, 511—544, 1895.
(191) S. 114. J. Zeleny. Dasselbe. Phil. Mag. (5) 46, 120—154, 1898.
(192) S. 114. C. T. R. Wilson. Leichtere Condensation an negativen Ionen. Proc. Roy. Soc. 65, 289—290, 1899.
(193) S. 118. W. J. van Bebber. Untere und obere Luftströmungen im barometrischen Minimum und Maximum. Van Bebber, Wettervorhersage, 5. Aufl., 1898, S. 32.
(194) S. 120. H. Mohn. Vertheilung der Witterungselemente an der Vorder- und Rückseite der Depressionen. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 302.
(195) S. 121. W. J. van Bebber. Fortschreitungsgeschwindigkeit der Minima. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 36.
(196) S. 121. Clement Ley. Fortschreitungsrichtung der Minima. The laws of the winds prevailing in Western Europe. Stanford, 1872, 1, 14—16.
(197) S. 122. W. J. van Bebber. Dasselbe. Met. ZS. 8, 361—366, 1891; Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 42 u. f.
(198) S. 122. W. J. van Bebber. Depressionsbahnen. Ebenda.
(199) S. 124. W. J. van Bebber. Häufigkeit derselben. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 44.

(200) S. 125. P. Brounow. Bewegung der Maxima. Wild Repert. f. Met. **10**, Nr. 8, 1887.

(201) S. 126. N. Hoffmeyer. Wintertypen. Oesterr. ZS. f. Met. **22**, 337—347, 1878.

(202) S. 126. L. Teisserenc de Bort. Dasselbe. C.R. **95**, 524—527, 1882; **97**, 1092—1095, 1883; Ann. Bur. Centr. Mét. de France 1881, **4**, 17—63, Paris 1883. Besprechung durch W. J. van Bebber Met. ZS. **1**, 22—29, 70—78, 1884.

(203) S. 127. W. J. van Bebber u. W. Köppen. Wettertypen für das ganze Jahr. Arch. d. Seewarte **18**, Nr. 4, 1895.

(204) S. 127, 133. W. J. van Bebber. Dasselbe. Arch. d. Seewarte **22**, Nr. 5, 1899.

(205) S. 139. G. Neumayer. Ein Vorschlag zur Gründung eines nautisch-meteorologischen Instituts für Norddeutschland. Hamburg, 1865.

(206) S. 155. R. Börnstein. Vergleichung des Eintreffens allgemeiner und örtlicher Prognosen. Börnstein, Die locale Wetterprognose. Berlin, 1884, Springer, S. 45.

ALPHABETISCHES REGISTER.

Aachen, Zeitungsprognosen 145.
Abercromby 46.
Abkühlung, dynamische 22.
Ablenkung des Windes durch Erddrehung 85.
Ablenkungswinkel 87.
Abonnementsdepesche 142.
Absolute Luftfeuchtigkeit 29.
Absorption in der Atmosphäre 9.
Absteigender Luftstrom 45.
Actionscentra der Atmosphäre 126.
Adiabatische Temperaturvertheilung der Luft 22.
Aequatorialstrom 89.
Aequipotentialflächen 111.
Aitken 2, 40, 60.
Alpen, Schneegrenze 67.
Alpenglühen 52.
Altocumulus 47.
Altostratus 47.
Amerika, Witterungsdienst 151.
Amplitude 3.
— der Temperatur 14.
André 112.
Aneroidbarometer 82.
Anomalie, thermische 12.
Anraum 60.
Ansatzkerne für Condensation 40.
Anticyklone 116.
Anticyklonale Drehung 116.
Antipassat 90.
April, Niederschlag 66.
Archibald 54.
Argon 1.
Arrhenius 113.
Aspiration 28.
Aspirationspsychrometer 28.
Assmann 2, 19, 28, 39, 41, 42, 60, 66, 145.
Atmometer 40.
Atmosphäre, Bestandtheile 1.
Atmosphärische Absorption 9.
Atmosphärische Strahlenbrechung 57.
Aufrechter Luftwirbel 100, 107.
Aufsteigender Strom 43, 94.
— als Regenursache 61.
Aufstellung der Thermometer 27.
Auge des Sturmes 119.
August'sches Psychrometer 39.
Aureole 56.
Ausschiessen des Windes 121.
Australien, Niederschlag 70.

Bachergebirge, Wald und Hagel 63.
Baden, Witterungsdienst 144.
Badgley 59.
Balaklava, Sturm von 138.
Ballonbeobachtungen, luftelektrische 112.
Ballot, siehe Buys-Ballot 86.
Bandblitz 102.
Barisches Windgesetz 86.
Barometer 81.
Barometerstand, Reduction auf 0° 81, 160.
— — auf Meeresniveau 74, 83, 162.
— — auf Normalschwere 82, 161.
Barometrischer Gradient 87.
Barometrisches Höhenmessen 74.
Barometrisches Maximum 81, 116.
Barometrisches Minimum 81, 115.
Baschin 74, 112.
Basel, täglicher Gang des Niederschlags 66.
Batavia, täglicher Gang des Luftdrucks 81.
Bayern, Witterungsdienst 143.
Bayrische Alpen, Niederschlag 67.
Beaufortscala 87.
van Bebber 118, 121, 122, 124, 127, 133, 134, 154.
Belgien, Witterungsdienst 146.
Beobachtung, örtliche 137.
Bergwind 91.
Berlin, gestrenge Herren 19.
—, jährlicher Gang der Feuchtigkeit 32.
—, täglicher Gang des Niederschlags 66.
—, täglicher Gang des Luftdrucks 75, 81.
—, Temperaturgang 10.
Berliner Wetterbureau 145.
Bermudas, täglicher Gang der Windstärke 92.
Bernburg, geringer Niederschlag 65.
Berson 23, 90, 91.
Beschlag 60.
Bewölkung 40.

Bewölkung, jährlicher Gang 58.
—, täglicher Gang 57.
—, künstliche 18.
— im barometrischen Maximum und Minimum 118.
— und Wärmeschwankung 18.
v. Bezold 12, 19, 22, 29, 43, 52, 53, 62, 95, 107.
Binnenklima 16.
Bishop'scher Ring 54.
Blanford 66, 69.
Blaue Himmelsfarbe 9.
Blaue Sonne 54.
Blitz 101.
Blitzableiter 105.
Blitzgefahr 106.
Bodengestalt und Wärmeschwankung 18.
Bodenoberfläche, Wärmewirkung 17.
Bodentemperatur 20.
Bodenwirkung, vorwiegend abkühlende 21, 22.
Böe 65.
Böenlinie 98.
Böenwolken 96.
Börnstein 66, 73, 98, 109, 110, 112, 155.
Bombicci 64.
Bora 38.
Brandes 86.
Britisch Columbia, Witterungsdienst 147.
Britzke 31.
Broch 29.
Brocken, Nebeltröpfchen 41, 42.
—, Niederschlagshöhe 65.
—, Rauhreif 60.
—, Wolkenkappe 45.
Brockengespenst 55.
Brounow 125.
Buchan 33.
Buenos Aires, Niederschlag 70.
Bukarest, täglicher Gang der Feuchtigkeit 33.
Bûshähr in Persien, Schwüle 34.
Buys-Ballot 86.

Calcutta, täglicher Gang des Niederschlags 66.
Calibriren des Thermometers 25.
Calmenzone 90.
Calorie 9.
Canada, Witterungsdienst 146.
Centrifugalkraft bei Windbahnen 117.
Ceyp 34.
Chemnitz, Localprognose 155.
—, täglicher Gang des Niederschlags 66.
—, Witterungsdienst 142.
Chiffernsystem der Wetterdepeschen 140.
Chinookwind 38.
Christiania, Witterungsdienst 149.
Cirrocumulus 46, 47.
Cirrostratus 46, 47.
Cirrus 46, 47.
Cirrus, falscher 48.
Cirrusschirm der Depression 118, 121.
Clausius 42.
Collector, elektrischer 111.
Columbia, Brit., Witterungsdienst 147.
Condensation 16, 30.
Condensationshygrometer 40.
Condensationskerne 40.
Condensiren 16, 30.
Constante barometrische Maxima 125.
Convectives Gleichgewicht der Luft 22.
Coulier 40.
Crafts 73.
Cumulocirrostratus 46.
Cumulonimbus 48.
Cumulostratus 46.
Cumulus 46, 48.
Curve des täglichen (jährlichen) Ganges 3.
Cyklonale Drehung 116.
Cyklone 116.

Dämmerung 52, 53.
Dämmerungsbogen 52, 53.
Dämmerungsschein 52, 53.
Dämmerungsstrahlen 51.
Dänemark, Witterungsdienst 147.
Dampfdruck 28.
Darstellung, graphische 3.
De Bilt, Witterungsdienst 148.
Depression 115.
Depressionsbahnen 122.
Deutsche Seewarte 139.
Differenz, psychrometrische 39.
Diffuses Tageslicht 9.
Donner 102.
Dorn 64.
Dove 11, 12, 19, 29.
Drachenversuche von Franklin 101.
v. Drygalski 68.
Dufour 63.
Duftanhang 60.
Dunkles Segment 52.
Dunstnebel 54.
Durand-Gréville 98.
Durchschnitt, siehe Mittel 3.
Dynamische Erwärmung und Abkühlung 22.

Ebbe 78.
Ebel 36.
Ebermayer 1.
Eisberge 68.
Eisdampf, Sättigung 31.
— Sättigungsdruck 60.
Eisheiligen 19.
Eisregen 64.
Ekholm 39, 51.
Elektricität, atmosphärische 111.
Elektroskop 111.
Elemente, meteorologische 3.
Elmsfeuer 103.
Elsass-Lothringen, Witterungsdienst 144.
Elster 113, 114.

Emden, jährlicher Gang der Feuchtigkeit 32.
England, Witterungsdienst 147.
Erdabplattung 80.
Erdbodentemperatur 20.
Erddrehung, ablenkende Wirkung 85.
Erdinneres, Wärme desselben 8.
Ergänzungsdepesche 142.
Erk 49, 67.
Erman 19, 111.
Erratische Minima 122.
Erratisches Gewitter 107.
Erwärmung, dynamische 22.
Espy 36, 86, 92.
Exner 111, 113.
Expansivkraft 21.
Extreme 3.
Extremtemperaturen 25.
Extremthermometer 25.

Faber 145.
Fahrenheit-Scala 165.
Fallwind 35.
Falscher Cirrus 48.
Fata morgana 57.
Federwolke 46.
Ferrel 74, 86.
Feuchtigkeit der Luft 28.
—, absolute 29.
—, relative 31.
—, specifische 29.
—, jährlicher Gang 32.
—, täglicher Gang 32.
—, physiologische Wirkung 33.
—, verticale Vertheilung 33.
Firn 68.
Flächenblitz 103.
Flamme als elektrischer Collector 111.
Flüsse, Einfluss auf Gewitter 109.
Fluth und Ebbe 78.
Föhn 35.
Fortschreiten der Gewitter 106.
— der barometrischen Maxima 125.
— der barometrischen Minima 120.
Fractocumulus 48.
Fractonimbus 48.
Fractostratus 48.
Frankfurt a. M., Zeitungsprognosen 145.
Franklin 101.
Frankreich, Witterungsdienst 148.
Franz 20.
Franz-Josephsland, Schneegrenze 67.
v. Freeden 139.
Freiburg i. Br., Bergwind 91.
Freybe 145.
Fron 108.
Frontgewitter 107.

Gebirge, Einfluss auf Gewitter 109.
—, Einfluss auf den Niederschlag 66.
—, erkältende Wirkung 23.
—, Regenschatten 62.
Gefässbarometer 81.
Gegendämmerung 52.
Geitel 50, 113, 114.
Geschwindigkeit der Gewitter 110.
Gestrenge Herren 19.
Gewitter 101.
Gewitterböe 96.
Gewitterhäufigkeit 110.
Gewitternase 98.
Gewittersack 99.
Gewitterstationen 106.
Gewittersturm vom 9. August 1881 99.
Gewittertheorien 113.
Gewitterwolke 48.
Gezeiten 78.
Giese 114.
Gipfelklima 18.
Glatteis 60.
Gletscher 68.
Goethe 46.
Golfstrom 12.
Gradient, barometrischer 87.
Grammcalorie 9.
Graphische Darstellung 3.
Graupeln 62.
Gregorianischer Kalender 20.
Greinitz 63.
Grönland, Gletscher 68.
Grüne Sonne 54.

Haarfrost 60.
Hagel 62.
Hagelböe 96.
Hagelschiessen 62.
Hagelstadium 44.
Halbjährige barometrische Maxima 125.
Halley 42.
Halo 47, 56.
Hamburg, täglicher Gang des Luftdrucks 81.
Hamburger Berathung 152.
Hann 14, 23, 29, 32, 33, 36, 66, 67, 76, 81, 87, 91, 93.
Haufenwolke 46, 48.
Haute-Marne, Witterungsdienst 148.
Heberbarometer 81.
Helgoland, Jahrestemperatur 13.
—, Temperaturgang 16.
—, jährlicher Gang der Feuchtigkeit 32.
Helles Segment 52.
Helligkeit und Höhe der Wolken 51.
Hellmann 20, 65, 89, 93, 106, 107.
Helmholtz, H. v. 36, 49.
—, R. v. 41.
Hepites 33.
Hertz 44.
Hildebrandsson 46.
Himalaya, Feuchtigkeitsvertheilung 29.
Himmelsfärbung und Staubgehalt 2.
Himmelsfarbe, blaue 9.
Höhenklima 18.
Höhenlage, Temperaturvertheilung 13.

Höhenmessen, barometrisches 74.
Höhere Luftschichten, Temperatur 21.
—, Feuchtigkeit 33.
—, Wind 91.
Höllenthal, Bergwind 91.
Hof an Sonne oder Mond 56.
Hoffmeyer 126, 127.
Holland, Witterungsdienst 148.
Honolulu, Bishop'scher Ring 54.
Houdaille 148.
Howard 46.
v. Humboldt 14.
Hygrometer 38.
Hypsothermometer 82.

Indien, Niederschlag und Wald 69.
Indifferentes Gleichgewicht der Luft 22.
Inversion 27.
Ionen 114.
Isametralen 12.
Isanomalen 12.
Isobaren 7, 73.
Isobarentelegramm 140.
Isobronten 106.
Isoplethen 4.
Isothermen 7, 14.
Italien, Witterungsdienst 149.

Jährlicher Gang 3.
— der Bewölkung 58.
— der Feuchtigkeit 32.
— der Gewitterhäufigkeit 110.
— des Luftdrucks 75.
— des luftelektrischen Gefälles 112.
— der Nebelhäufigkeit 43.
— des Niederschlags 66.
— der Temperatur 11.
— der Temperatur in den oberen Luftschichten 24.
— der Windstärke 93.
Jahreszeit und Wärmeschwankung 18.
Japan, Witterungsdienst 148.
Jenenser Thermometer 25.
Jesse 54.
Jevons 72.
Juhlin 60.

Kälterückfälle im Mai 19.
Kämtz 107, 109.
Kalben des Gletschers 68.
Kammermann 35.
Kant-Laplace, Hypothese 8.
Karajak-Gletscher 68.
Karlsruhe i. B., Witterungsdienst 144.
Kasseler Berathung 152.
St. Katharein, Hagelschiessen 63.
Kayser 102.
Kiessling 42, 54.
Kimmung 57.
Klagenfurt, täglicher Gang des Niederschlages 66.
Klaussen, gestrenge Herren 19.
—, jährlicher Gang der Feuchtigkeit 32.
Klaussen, Temperaturgang 16.
Klima 3.
Knipping 148.
Köln, Zeitungsprognosen 145.
Königsberg, Erdbodentemperatur 20.
—, Jahrestemperatur 13.
—, Zeitungsprognosen 145.
Köppen 46, 70, 92, 93, 96, 99, 127.
Kohlensäure 1.
Kopenhagen, Witterungsdienst 147.
Krakatau 53.
Kremser 19.
Kreuth, Niederschlagshöhe 65.
Krimpen des Windes 121.
Kritik der Prognosen 138.
Krypton 1.
Künstliche Wolken 19.
Kugelblitz 103.
Kulmer Land, geringer Niederschlag 65.

Labiles Gleichgewicht der Luft 22.
Landwind 91.
Landwirthschaftsrath, Berathungen über Witterungsdienst 152.
Langley 9.
Laplace 8.
Latente Wärme 15, 44.
Le Cadet 112.
Lecher 112.
Less 66, 145.
Leuchtende Nachtwolken 54.
Ley 46, 49, 121.
Leyst 20.
Lichtstreifen 56.
Liznar 58.
Localcentren 152, 153, 155.
Localprognose 155.
London, Witterungsdienst 147.
Los Angeles, täglicher Gang der Bewölkung 58.
Lüneburger Haide, Wald und Niederschlag 69.
Luftdichte 73.
Luftdruck 73.
—, jährlicher Gang 75.
—, täglicher Gang 75.
—, Reduction auf Meeresniveau 74, 83, 162.
—, räumliche Vertheilung 74.
Luftdruckmessung 81.
Luftelektricität 111.
Luftelektrisches Gefälle, jährlicher Gang 112.
—, täglicher Gang 112.
Luftfeuchtigkeit 28.
Luftfluth 79.
Luftgewicht 73.
Luftmischung und Wolkenbildung 43.
Luftspiegelung 57.
Luftwalze, rotirende 95.
Luftwirbel, aufrechter 100.
— mit horizontaler Axe 95.
Lunte als elektrischer Collector 111.

Mack 64.
Madrid, täglicher Gang d. Bewölkung 58.
Magdeburg, Wetterwarte 144.
Maifröste 19.
Marggrabowa, gestrenge Herren 19.
Margules 77.
Maximum, barometrisches 81, 116.
Maximum im täglichen (jährlichen) Gang 3.
Maximumthermometer 25.
Meeresniveau, Reduction des Luftdrucks 74, 83, 162.
Meeresströmungen 12, 90.
Meerestemperatur 13.
Mehrtägige Prognosen 138.
Meinardus 13, 64.
Melander 40.
Melsens 106.
Metallbarometer 82.
Metargon 1.
Meteorologencongress Wien 139.
Meyer, H. 32, 65, 87.
Minimum, barometrisches 81, 115.
— —, Eigenschaften 118.
Minimum im täglichen (jährlichen) Gang 3.
Minimumthermometer 25.
Mischungsverhältniss 29.
Mistral 38.
Mitteltemperatur 11.
Mohn 43, 56, 87, 105, 107.
Mondhof 46, 47, 56.
Mondring 47, 56.
Montpellier, Witterungsdienst 148.
Moräne 68.
München, Witterungsdienst 143.
Müttrich 17, 69.
Murray 64.

Nachtfrostprognose 34.
Nachtwolken, leuchtende 54.
Nebel 42.
—, gehobener 48.
—, täglicher und jährlicher Gang 43.
Nebelbogen 55.
Nebelhäufigkeit 43.
Nebelkappe der Berge 45.
Nebelsignale, Hörbarkeit 105.
Nebeltröpfchen 41.
Nebenmonde 56.
Nebensonnen 56.
v. Neergard 16.
Neon 1.
Neumayer 46, 54, 139.
Neu-Südwales, Niederschlag 70.
Niederschlag 59.
—, jährlicher Gang 66.
—, täglicher Gang 66.
— im barometrischen Maximum und Minimum 118.
Niederschlagselektricität 113.
Niederschlagshäufigkeit 70.
Niederschlagshöhe, räumliche Vertheilung 64.
Niederschlagsmessung 65.
Nimbus 46, 48.
Nipher 72.
Nippfluth 79.
Niveauflächen der Erdanziehung 79.
—, luftelektrische 111.
Norddeutsche Seewarte 139.
Nordlicht 56.
Normalschwere, Reduction des Barometerstandes 82, 161.
Norwegen, Schneegrenze 67.
—, Witterungsdienst 149.
Noworossisk, Bora 38.

Oberbeck 87.
Oberfläche des Bodens, Wärmewirkung 17.
Obermayer 103.
Oberwind 90, 118.
Ocean, täglicher Gang des Dampfdrucks 33.
Oertliche Beobachtung 137.
— Nebenstellen 152, 153, 155.
— Prognose 155.
— Wetterregeln 137.
Oesterreich, Witterungsdienst 149.
Optische Erscheinungen in der Atmosphäre 51.
Orts- und Simultanzeit bei den Beobachtungen 154.
Ortsveränderung der Depressionen 120.
Ozon 1.

Paries 46.
Paris, Witterungsdienst 148.
Passatwind 90.
Pernter 63.
Petersburg, Witterungsdienst 150.
Pettersson 13.
Physiologische Wirkung der Luftfeuchtigkeit 33.
Platzregen 62.
Pockels 106.
Pöller zum Hagelschiessen 63.
Pola, Witterungsdienst 150.
Polarstrom 89.
Potentialgefälle 112.
Potentielle Temperatur 22.
Potsdam, Eisregen 64.
—, täglicher Gang des Niederschlags 66.
Precht 102.
Prim 2.
Prognosenkritik 138, 155.
Psychrometer 38.
Psychrometertafeln 157.
Purpurlicht 52, 53.

Quecksilberbarometer 81.

Radialsystem 154.
Rauhfrost 60.

Rauhreif 60.
Rayleigh, Lord 9.
Réaumur-Scala 165.
Rechtsabweichung des Oberwindes gegen den Unterwind 91.
Rechtsdrehen des Windes 121.
Reclot, Abbé 148.
Reduction des Barometerstandes auf 0° 81, 160.
— — — auf Meeresniveau 83, 162.
— — — auf Normalschwere 82, 161.
Refraction, atmosphärische 57.
Regelation 67.
Regen 61.
Regenarme Gebiete 65.
Regenböe 96.
Regenbogen 54.
Regendauer 70.
Regendichtigkeit 70.
Regenhäufigkeit 70.
Regenkarte 66.
Regenmesser 71.
—, Aufstellung 71.
Regenschatten der Gebirge 62, 66.
Regenstadium 44.
Regenwahrscheinlichkeit 70.
Regenwolke 46, 48.
Regnault 15, 29, 73.
Reif 59.
Relative Feuchtigkeit 31.
Rheinhessen, Niederschlag 65.
Riesa, geringer Niederschlag 65.
Riggenbach 46, 66.
Robinson's Schalenkreuz 94.
Rollen des Donners 102.
Rom, Witterungsdienst 149.
Rossbreiten-Maximum 74.
Rümker 102.
Rundlaufsystem in Amerika 151.
Russel 54, 59.
Russland, Witterungsdienst 150.

Sachsen, Witterungsdienst 142.
Sättigung 29, 30.
Sättigungsdeficit 31.
Sammeldepesche 140.
Sandhose 100.
Sauerstoff, atmosphärischer 1.
Schäfchenwolken 47.
Schafhaltung und Regenhöhe 70.
Schalenkreuz 94.
Schallschatten 105.
Schattentemperatur 17, 27.
Schichtwolke 46.
Schleuderthermometer 28.
Schlittschuhlaufen, Regelation 67.
Schmelzwärme 44.
Schnee 61.
Schneedecke, Wärmewirkung 21.
Schneegrenze 67.
Schneekoppe, Niederschlagshöhe 65.
Schneestadium 44.
Schönwetter-Elektricität 113.
Schreiber 66.
Schubert 17.
Schultheiss 91.
Schuster 114.
Schutztrichter des Regenmessers 72.
Schwankung, tägliche und jährliche 3.
„Schweben“ der Wolken 42, 45.
Schweden, Witterungsdienst 150.
Schweigmatt, Niederschlagshöhe 65.
Schweiz, Witterungsdienst 150.
Schwerecorrection des Barometerstandes 82, 161.
Schwerkraft, Vertheilung 80, 82.
Schwingungen der Atmosphäre 77.
Schwüle 34.
Scirocco 38.
Scud 48.
Seehöhe 83.
Seeklima 16.
Seeluft 3.
Seewarte 139.
Seewind 91.
Segment, dunkles 52, 53.
—, helles 52.
Siedetemperatur des Wassers bei verschiedenen Drucken 83.
Signale der Sturmwarnung 141.
Simla, täglicher Gang des Niederschlags 66.
Sohncke 113.
Solarconstante 9.
Sommergewitter 107.
Sonnblick, jährlicher Gang der Feuchtigkeit 32.
—, täglicher Gang derselben 33.
—, täglicher Gang der Windstärke 92.
Sonne als Wärmequelle 8.
Sonnenhof 46, 47, 56.
Sonnenring 47, 56.
Sonnenscheinautograph 58.
Spannungsgefälle 112.
Specifische Feuchtigkeit 29, 30.
Specifische Wärme des Bodens 15.
Spitaler 11.
Spitzbergen, Gletscher 68.
Springfluth 79.
Sprung 66, 87.
Stabiles Gleichgewicht der Luft 22.
Stärketafel 93.
Stationäre Depression 122.
Staub 2.
Staubböe 96.
Staubkerne bei der Condensation 40.
„Steigen“ des Nebels 42.
Stelling 31.
Stickstoff, atmosphärischer 1.
Stiger 63.
Stockholm, Witterungsdienst 150.
Stöberschnee 72.
Strahlenbrechung, atmosphärische 57.
Strahlung der Sonne 8.

Strahlungstypus 130.
Strahlungswinter 127.
Strassburg i. E., Witterungsdienst 144.
Strassburg Westpr., geringer Niederschlag 65.
Stratocumulus 47.
Stratus 46, 48.
Sturm 118.
Sturm von Balaklava 138.
Sturmball 141.
Sturmwarnung 141.
Stuttgart, Witterungsdienst 143.
Subtropische Regen 65.
Südlicht 56.
Süring 14, 33.
Suschnig 63.
Synoptische Karten 6.
Szutsek 63.

Täglicher Gang 3.
— der Bewölkung 57.
— der Feuchtigkeit 32.
— der Gewitterhäufigkeit 110.
— des Luftdrucks 75.
— des luftelektrischen Gefälles 112.
— der Nebelhäufigkeit 43.
— des Niederschlags 66.
— der Temperatur 10.
— der Temperatur der oberen Luftschichten 24.
— der Windstärke 92.
Tageslicht, diffuses 9.
Teisserenc de Bort 46, 57, 126, 127.
Temperatur 8.
Temperatur im barometrischen Maximum und Minimum 119.
Temperaturfläche 4.
Temperaturgefälle 23, 24.
Temperaturminimum, nächtliches 34.
Temperaturschwankung 14.
— in hohen Luftschichten 24.
Temperaturumkehr 23.
Temperaturvertheilung nach geographischer Breite 11.
Temporäre barometrische Maxima 125.
Thalklima 18.
Thalwind 91.
Thau 59.
Thaupunkt 30.
Theilminima 122.
Thermische Anomalie 12.
Thermometer 24.
Thermometergehäuse 27.
Thermometerhütte 27.
Thermometerprüfung 25.
Thermometerscalen 165.
Thiel 152.
Thierry, de 1.
Thiesen 86.
Thomson J. J. 114.
Thomson, Sir W. 41.
Tiflis, täglicher Gang der Bewölkung 58.
Tokio, Witterungsdienst 148.
Tornado 101.
Toronto, Witterungsdienst 146.
Torricelli's Vacuum 81.
Trabert 63.
Traube 73.
Trefferprocente 138.
Trockene Luft, Druck derselben 29.
Trockenstadium 44.
Trombe 100.
Tuma 112.

Uccle 146.
Uebersättigung 40.
Ulloa's Ring 56.
Umkehr der Temperatur 23.
Ungarn, Witterungsdienst 150.
Untere Luftströmungen 118.
Upsala, Wolkenmessungen 48.

Vegetation und Regen 69.
Verdampfen 15.
Verdampfungswärme 15.
Verdunstungsmenge 32.
Verdunstungsmesser 40.
Vereinigte Staaten, Witterungsdienst 151.
Vertheilung, räumliche, der Bewölkung 57.
— —, der Feuchtigkeit 31.
— —, des Niederschlages 64.
Verticale Vertheilung der Feuchtigkeit 33.
Vettin 48, 51, 95, 109.
V-förmige Isobaren 99.
Victoria (Columbia), Witterungsdienst 147.
Vorüberziehen der Depression 120.

Wärmeäquator 12.
Wärmegewitter 107.
Wärmequellen 8.
Wald, Einwirkung auf Niederschlag 68.
Waldklima 17.
Waldluft 3.
Waldo 87.
Wandwolke 46.
Washington, täglicher Gang der Bewölkung 58.
Wasser, specifische Wärme 15.
Wassercollector 111.
Wasserdampf, siehe Luftfeuchtigkeit 28.
Wasserhose 100.
Wasserziehen der Sonne 51.
Weidenhagen 145.
Weilburg a. d. L., Prognosenbezirk 145.
Westliche Stadttheile bevorzugt 121.
Westwind, vorherrschend 90, 121.
Wetter 94.
Wetterdienst 138.
Wetterkarten 6.
Wetterläuten 62.
Wetterleuchten 104.
Wetterregeln, örtliche 137.

Wetterschiessen 62.
Wettertypen 126.
Wien, täglicher Gang der Bewölkung 58.
—, — des Luftdrucks 81.
—, — des Niederschlages 66.
—, — der Windstärke 92.
—, Meteorologencongress 139.
—, Witterungsdienst 149.
Wiener 12, 14.
Wild 31, 36.
Wild'sche Stärketafel 93.
Wills 70.
Wilson 114.
Wind 83.
Windfahne 93.
Windgesetz, barisches 86.
Windhose 100.
Windisch-Feistritz, Hagelschiessen 63.
Windrichtung 87.
Windrichtung, aus der Wolkenform erkennbar 50.
Windrose 6.
Windstärke 87.
— in der Höhe 91.
—, jährlicher Gang 93.
—, täglicher Gang 72.
—, räumliche Vertheilung 89.
Windsystem der Erde 87.
Wintergewitter 107.
Wintertypen 126.
Wirbel mit horizontaler und mit verticaler Achse 107.
Wirbelachse, geneigte Stellung bei Depressionen 118.
Wirbelgewitter 107.
Wirbelsturm 101.
Witterung 3.
Witterungsdienst 138.
Woeikoff 18.
Wogenwolken 49.
Wolken 43.
Wolken bei einer Böe 96.
Wolkenatlas 46.
Wolkenbildung 43.
Wolkenbruch 62.
Wolkenformen 46.
Wolkenhöhe 51.
Wolkenkappe der Berge 45.
Wolkenring am Aequator 57.
Wolkenspiegel 58.
Wolkenzug 50.
Wollny 59, 70.
Wrangel, Baron 38.
Württemberg, Witterungsdienst 143.

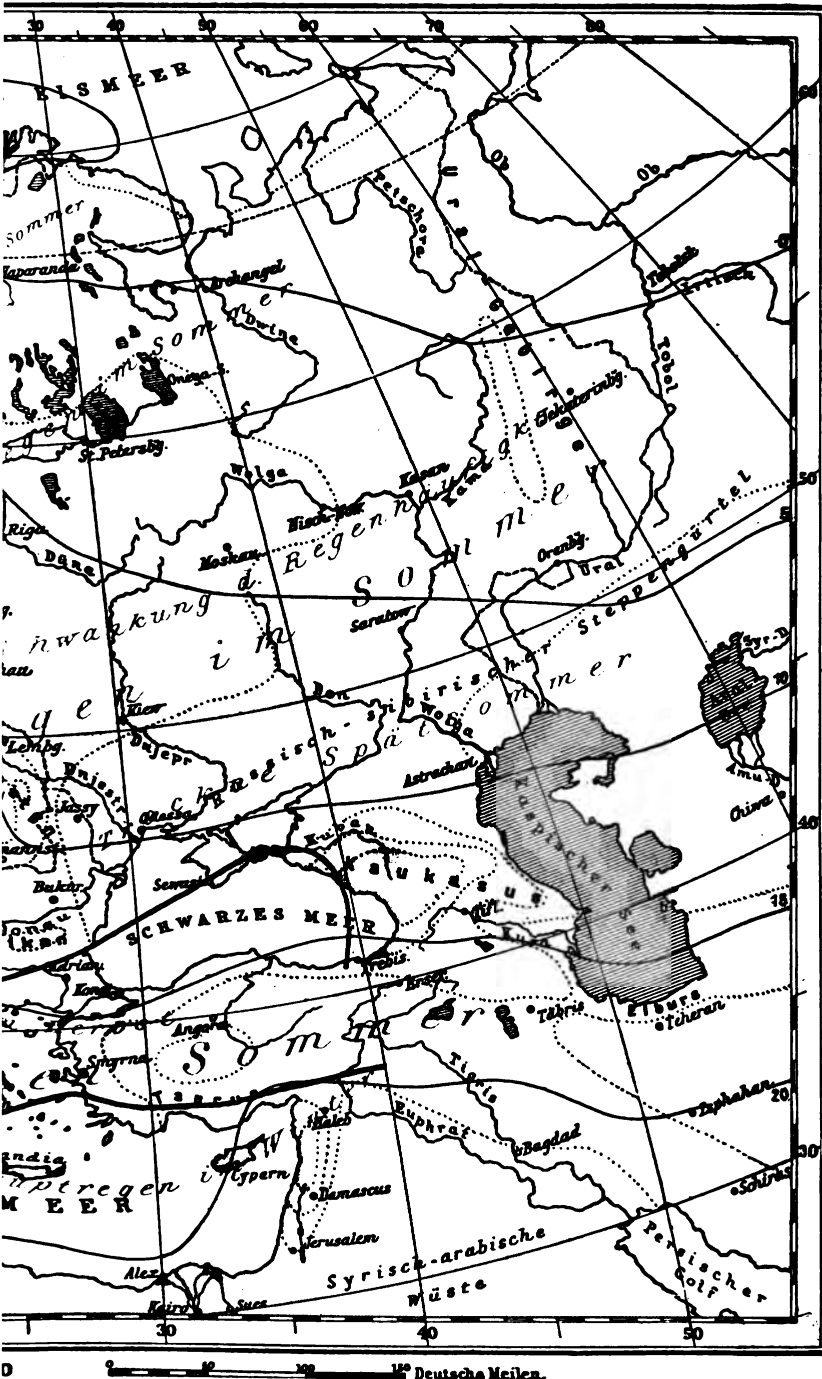
Zeleny 114.
Zerstörungsstreifen 101.
Zerstreuung der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre 9.
Ziffernschrift 140.
Zi-ka-wei, täglicher Gang der Bewölkung 58.
Zürich, Witterungsdienst 150.
Zugrichtung der Gewitter 110.
Zugstrassen der Minima 122.
Zurückdrehen des Windes 121.

VERZEICHNISS DER TAFELN.

Tafel	I.	Isothermen des Jahres und Niederschlagskarte.
„	II.	Isothermen des Januar.
„	III.	„ des Juli.
„	IV.	Cirrus.
„	V.	Cirrostratus.
„	VI.	Cirrocumulus.
„	VII.	Altocumulus.
„	VIII.	„
„	IX.	Stratocumulus.
„	X.	Nimbus.
„	XI.	Cumulus.
„	XII.	Cumulonimbus.
„	XIII.	Isobaren und Winde im Januar und im Juli.
„	XIV.	Wetterkarte: Sommer-Minimum.
„	XV.	„ Winter-Minimum.
„	XVI.	„ Gewittersäcke.
„	XVII.	„ Landregen und Ueberschwemmung.



Isothermen des Jahres u. jährliche Niederschlagshöhen
unter 25 cm
25 — 50 „
50 — 75 „
75—100 „
über 100 „
Jahres-Isotherm. von 5°: 5° C.
Grenze der Hauptregenseiten.
Grenze der trocknen Sommer.
W·L
O·L
NÖRDLICHE
Island
Nördl. Polarkreis
Färöer
Shetland-I.
Bergen
NORDSEE
ATLANTISCHER
OCEAN
OSTSEE
Regen im Herbst
Hamburg
Berlin
Elbe
Oder
Paris
Lyon
Adriatisches
MITTELLÄNDISCHES
Sierra Nevada
kleiner Atlas
Regen im Winter
Regen i. Frühl.
Wüste
Sahara
Kilometer
Maßstab 1:28.00



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Isothermen des Januar

	unter −20°
	von −20° bis −10°
	„ −10° „ 0°
	„ 0° „ 10°
	über 10°

NÖRDLICHE

ATLANTISCHER OCEAN

NORDSEE

OSTSEE

MITTELLÄNDISCHES

Island

Reykjavik

Nördl. Polarkreis

Hammerfest

Für Öer

Shetland-I.

Bergen

Dublin

Glasg.

Liverp.

Lond.

Amst.

Haag

Brem.

Hamb.

Kopenh.

Stockh.

Gothenbg.

Königsb.

Berlin

Oder

Elbe

Köln

Brüss.

Frankf.

Dr.

Bresl.

Weichsel

Paris

Seine

Nant.

Loire

Prag

Brünn

Wien

Donau

Münch.

Bern

Lyon

Bord.

Graz

Budap.

Maild.

Turin

Triest

Save

Belg.

Pyrenäen

Ebro

Duero

Oporto

Madr.

Tajo

Lissab.

Barcel.

Mars.

Corsica

Sard.

Flor.

Rom

Neap.

Adriatisches M.

Tyrrhenisches M.

Apenninen

Sevilla

Guadal.

S. Nevada

Gibr.

Tanger

Valencia

Balearen

Oran

Algier

Bona

Const.

Tunis

Sicil.

Kleiner Atlas

Gr. Atlas

Fes

Marokko

Sahara

Wüste

Tripolis

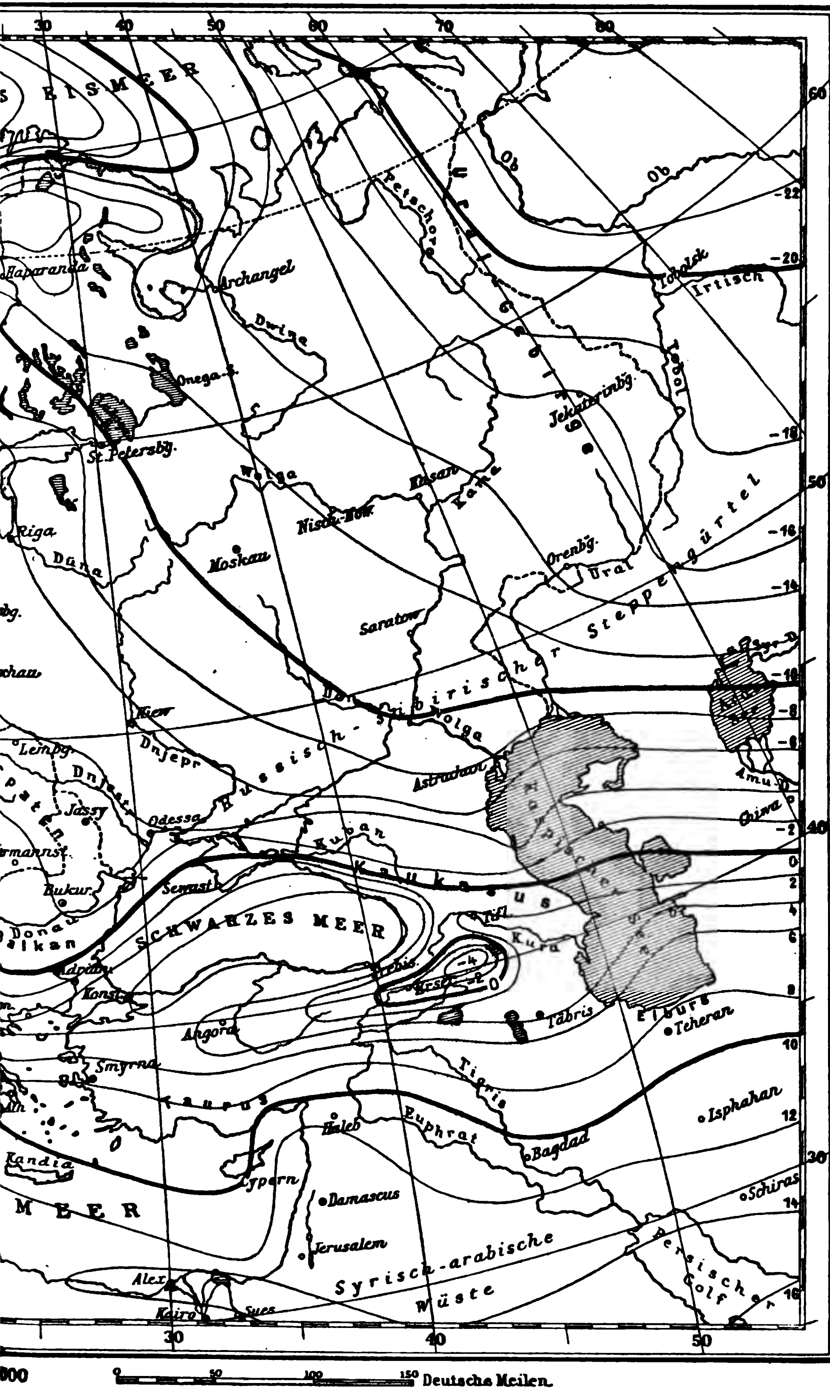
Ghad.

Karpathen

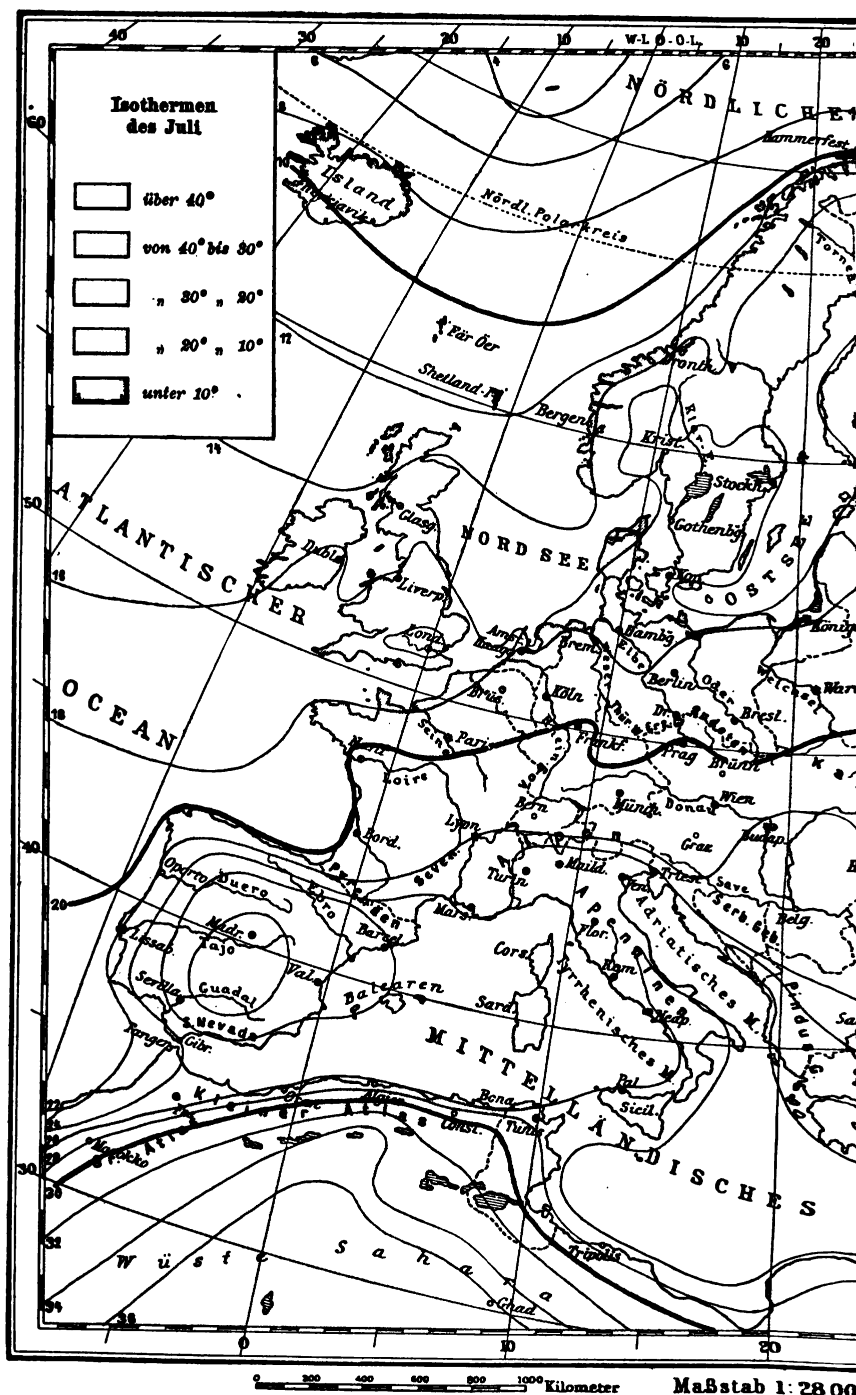
Maßstab 1:28.000.000

0 200 400 600 800 1000 Kilometer

Börnstein, Wetterkunde.



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

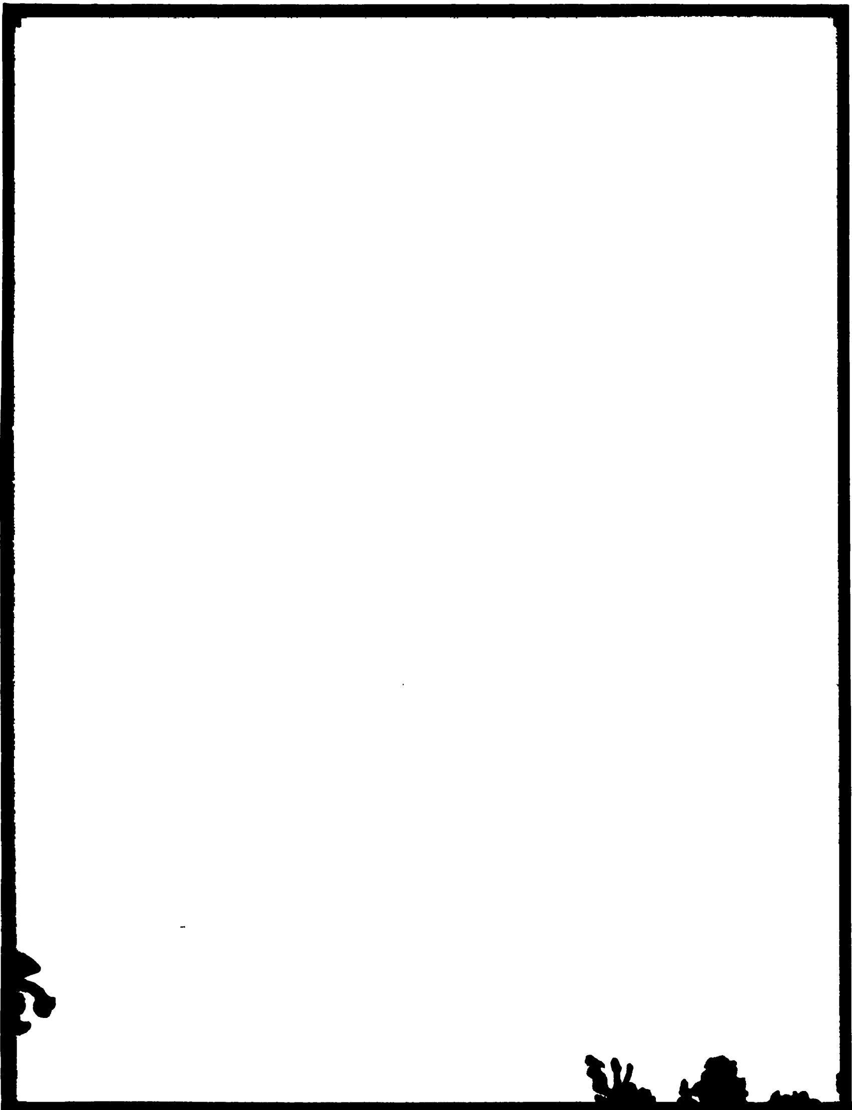

Isothermen des Juli
über 40°
von 40° bis 30°
„ 30° „ 20°
„ 20° „ 10°
unter 10°
NÖRDLICHES
Hammerfest
Island
Reykjavik
Nördl. Polarkreis
Tornea
Fär Öer
Shetland-I.
Bergen
Dronth.
Krist.
Stockh.
Gothenbg.
NORD SEE
OSTSEE
Glasg.
Dublin
Liverp.
Lond.
ATLANTISCHER
OCEAN
Amst.
Bremen
Hambg.
Elbe
Königsb.
Berlin
Oder
Bresl.
Weichsel
Warsch.
Brüs.
Köln
Rhein
Frankf.
Paris
Seine
Prag
Brünn
Loire
Bern
Münch.
Donau
Wien
Lyon
Graz
Budap.
Bord.
Turin
Maild.
Triest
Save
Serb. Geb.
Belg.
Oporto
Duero
Ebro
Pyrenäen
Mars.
Madr.
Lissab.
Tajo
Barcel.
Cors.
Flor.
Adriatisches M.
Apennin
Rom
Sevilla
Guadal
Valenc.
Balearen
Sard.
Tyrrhenisches M.
Neap.
S. Nevada
Tanger
Gibr.
MITTELLÄNDISCHES
Pal.
Sicil.
Bona
Kleiner Atlas
Algier
Const.
Tunis
Marokko
Wüste Sahara
Tripolis
Ghad.
W-L O-L
0
10
20
0 200 400 600 800 1000 Kilometer
Maßstab 1: 28 00


EISMEER
Archangel
Haparanda
Dwina
Onega-S.
St. Petersbg.
Petschora
Ob
Tobolsk
Irtisch
Tobol
Jekaterinbg.
Wolga
Kasan
Kama
Nisch-Now.
Riga
Düna
Moskau
Orenbg.
Ural
Saratow
Russisch-sibirischer Steppengürtel
Syr-D.
Aral-See
Amu-D.
Chiwa
Don
Kiew
Dnjepr
Lembg.
Dnjestr
Jassy
Odessa
Sewastp.
Kuban
Kaukasus
Kaspisches Meer
Astrachan
SCHWARZES MEER
Donau
Balkan
Adrian.
Konst.
Angora
Smyrna
Taurus
Tiflis
Kura
Erzer.
Täbris
Elburs
Teheran
Tigris
Euphrat
Bagdad
Isphahan
Haleb
Kandia
MEER
Cypern
Damascus
Jerusalem
Syrisch-arabische Wüste
Persischer Golf
Schiras
Kairo
Suez
Alex.
Deutsche Meilen
Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



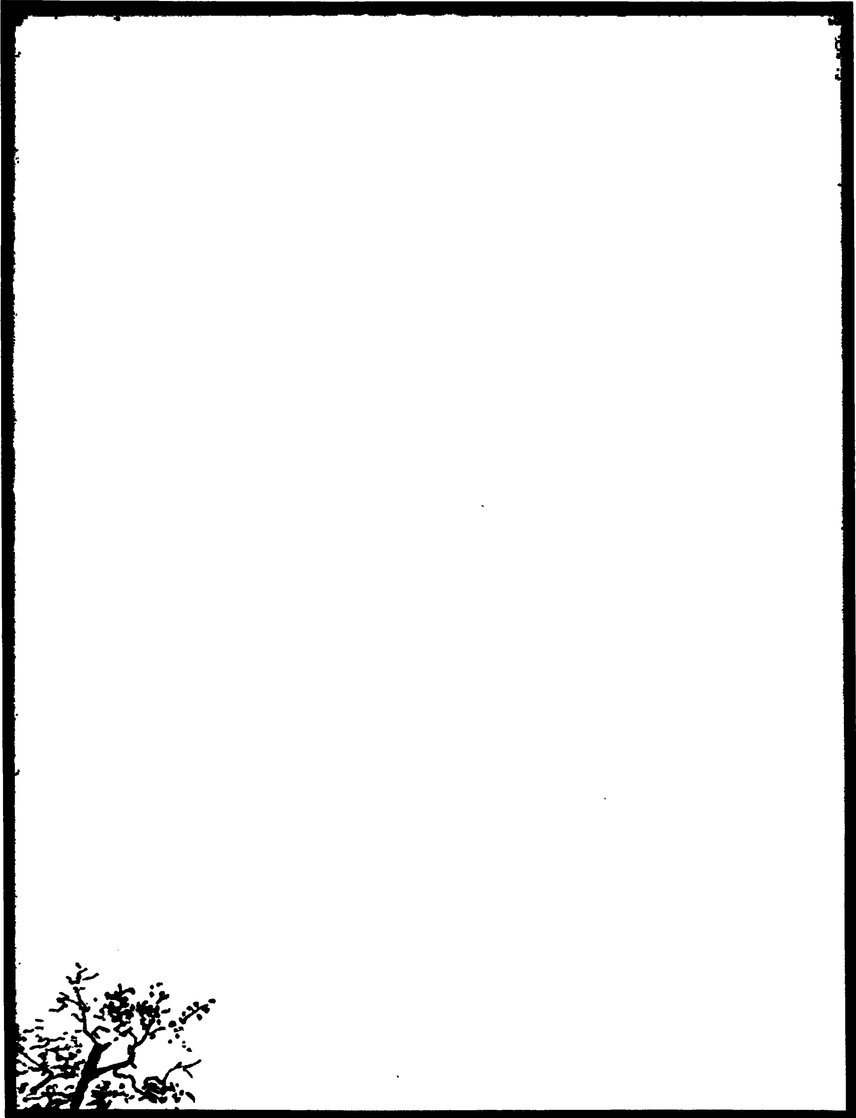
Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cirrus.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cirrostratus.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cirrocumulus.

Isothermen des Juli

über 40°
von 40° bis 30°
„ 30° „ 20°
„ 20° „ 10°
unter 10°

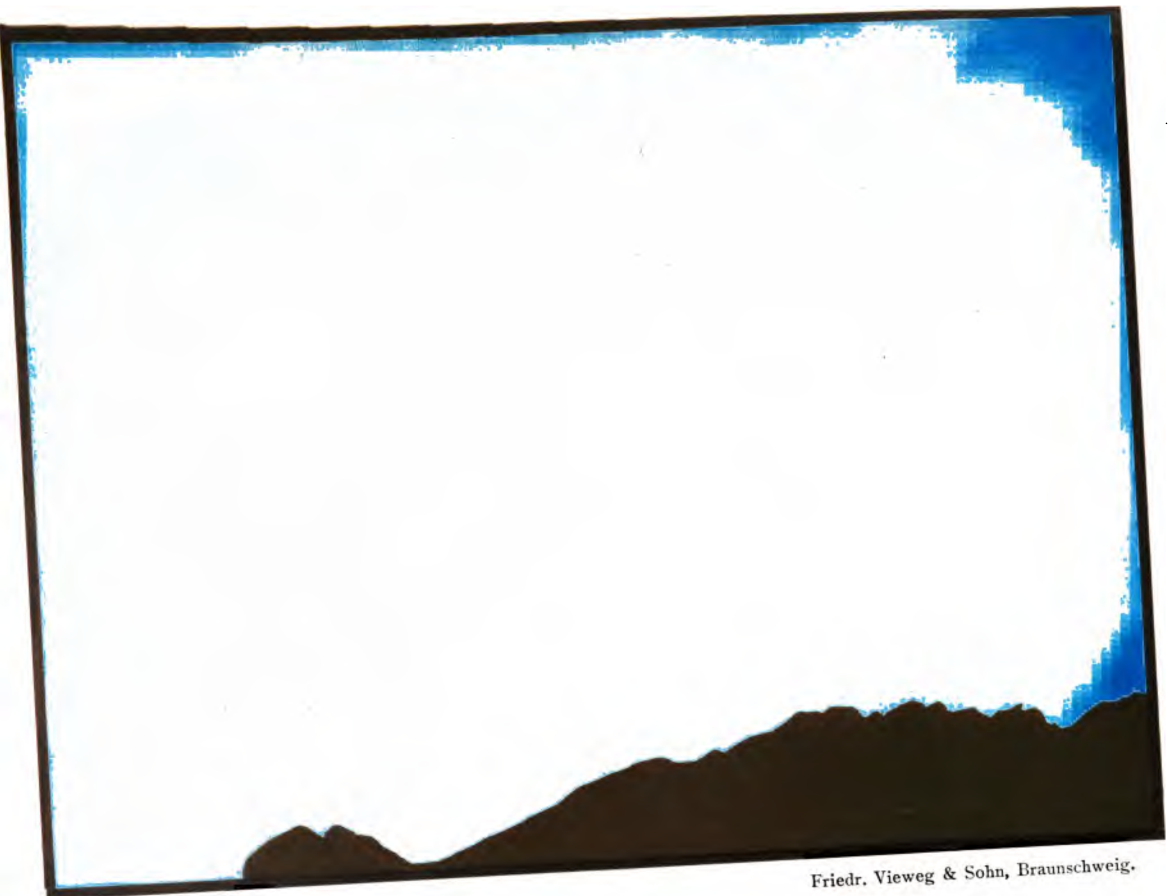
NÖRDLICHE
ATLANTISCHER OCEAN
NORDSEE
OSTSEE
MITTELLÄNDISCHES
Wüste Sahara

0 200 400 600 800 1000 Kilometer Maßstab 1 : 28000

Börnstein, Wetterkunde.



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

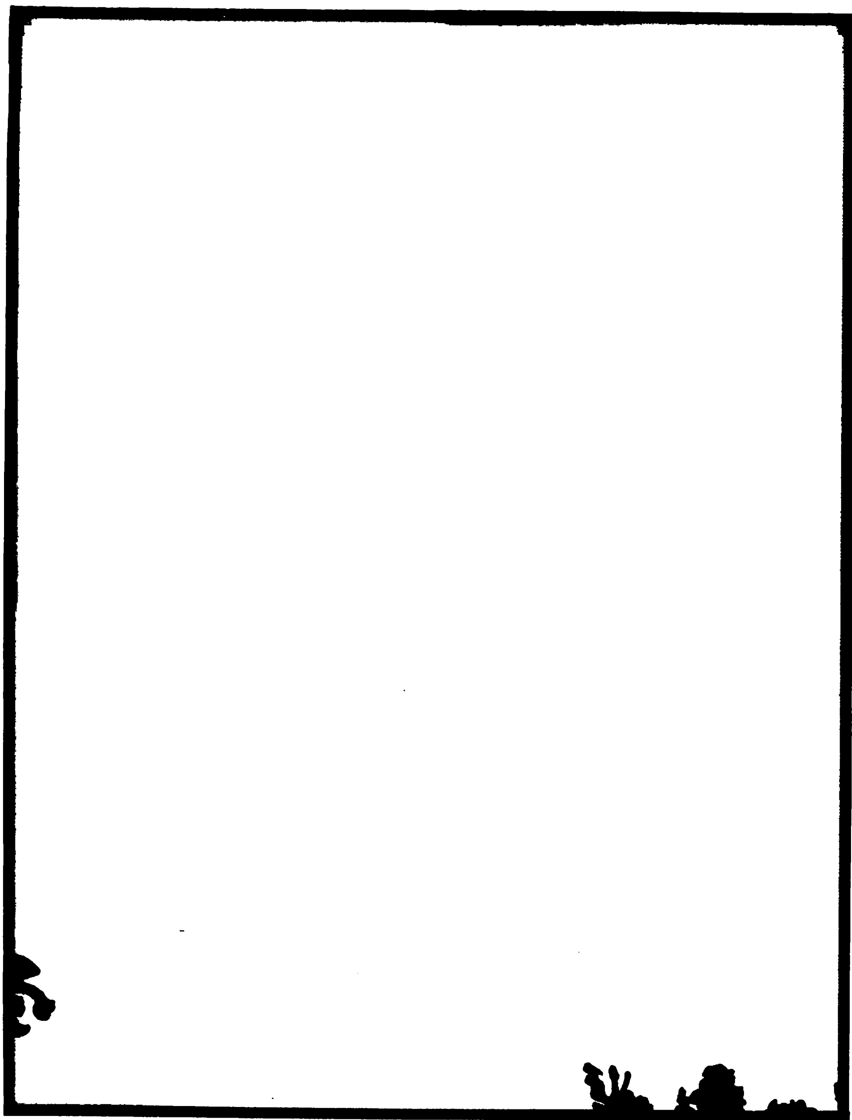


Börnstein, Wetterkunde.

Cirrus.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

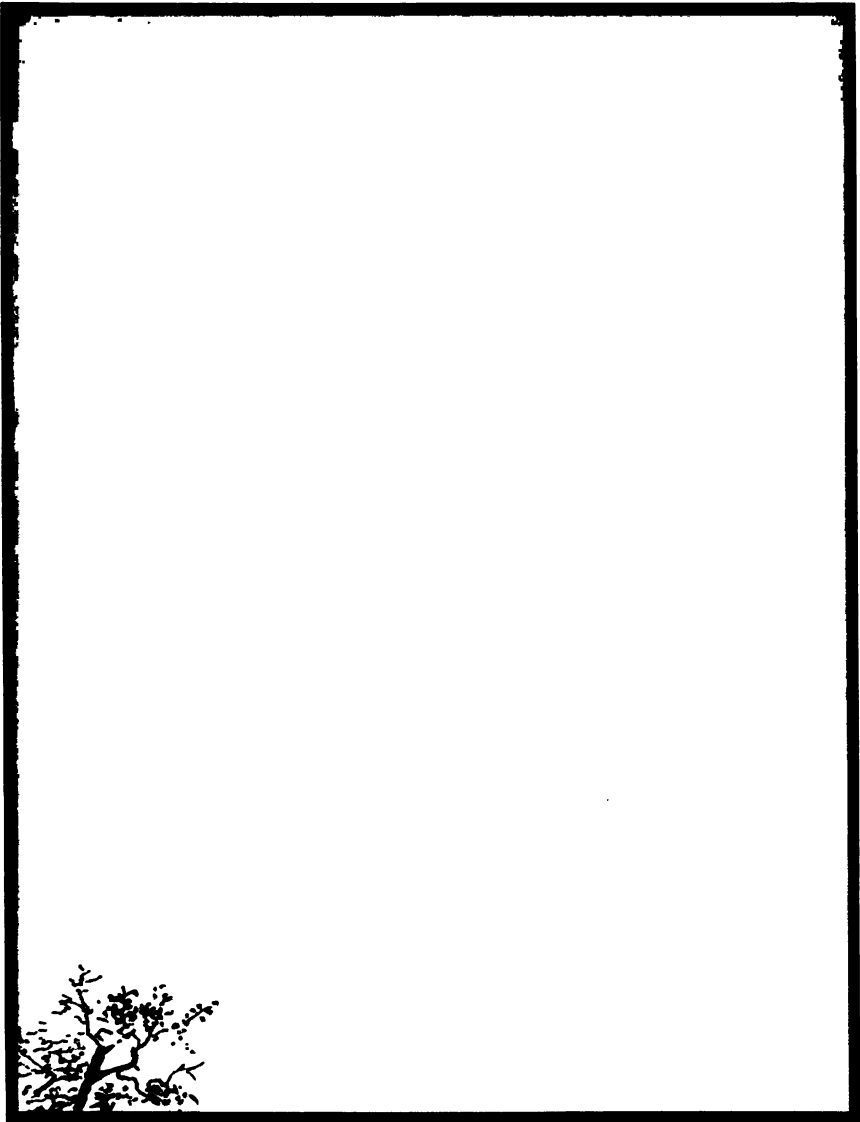
Tafel V.



Börnstein, Wetterkunde.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

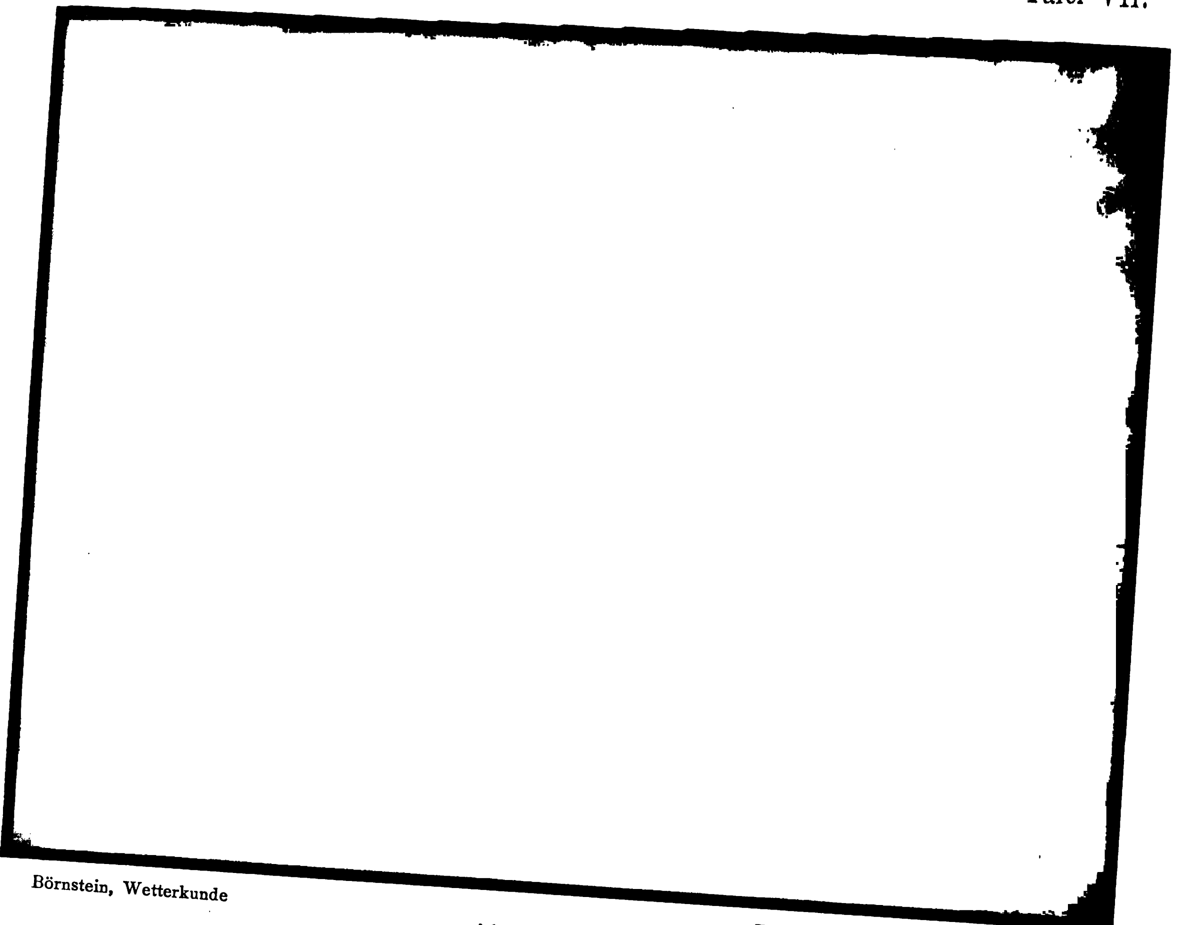
Cirrostratus.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cirrocumulus.

Tafel VII.



Börnstein, Wetterkunde

Altocumulus.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Börnstein, Wetterkunde.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Altocumulus.



Börnstein, Wetterkunde.

Stratocumulus.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



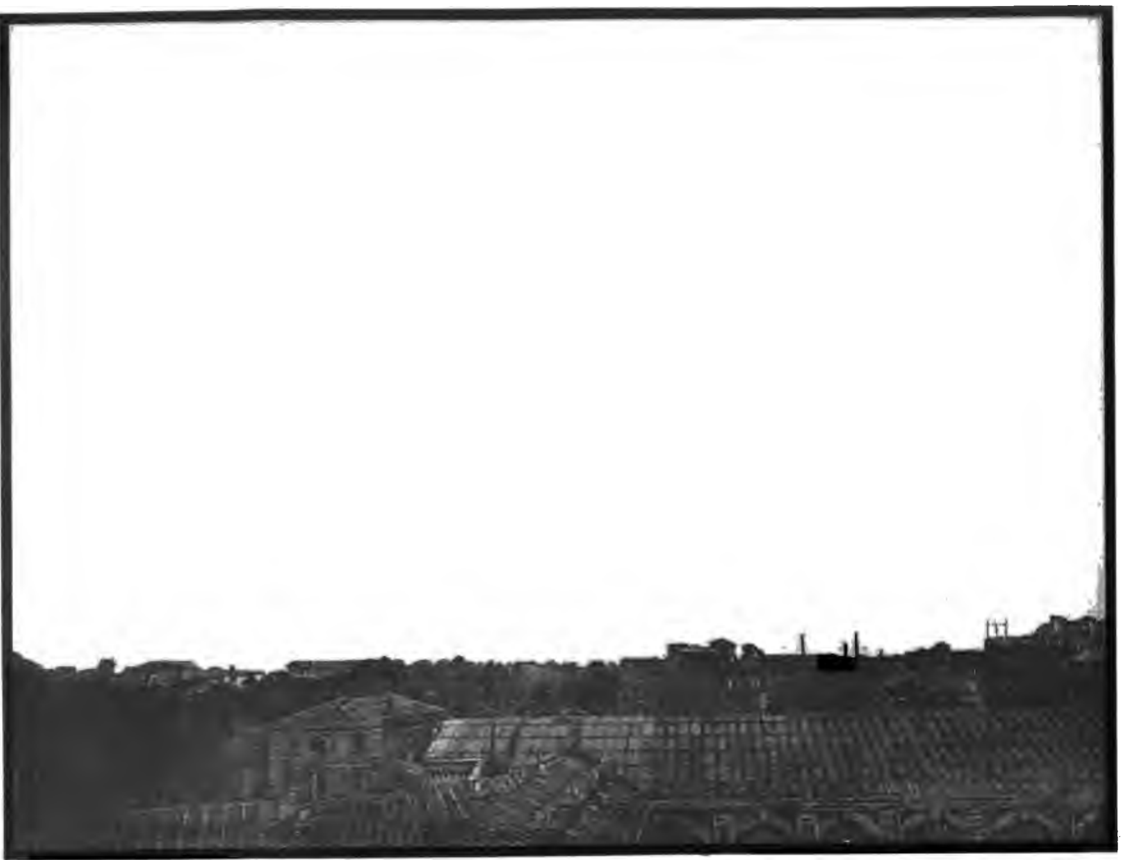
 Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Nimbus.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cumulus.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cumulonimbus.

VERTEILUNG DES LUFTDRUCKS U. DER WINDE.

Arktische Anticyklone

NORDPACIFISCHE CYKLONE

Nordamerikan. Anticyklone

NORDATLANTISCHE CYKLONE

Asiatische Anticykl.

NORDPACIF. CYKLONE

N.O. PASSAT

N.O. PASSAT

N.O. PASSAT

N.O. MONSUN

N.W. MONSUN

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

Afrik. Cyklone

NORDPOLARGEBIET

Arktische Anticykl.

Nordpol

ANTARKTISCHES WINDGEBIET

K. Hoorn

Merid. 0 v. Gr.

Östl. Länge

JANUAR

JULI

ARKTISCHE ANTICYKLONE

N. PACIF. CYKLONE

Veränderliche schwache Winde

N.-amerik. Cyklone

NORDATLANTISCHE CYKLONE

Veränderliche schwache Winde

CYKLONEN

ASIATISCHE

N. PACIF. CYKL.

ARIANISCH

N.O. PASSAT

N.O. PASSAT

N.O. PASSAT

NORD

S.W. S. u. S.O. MONSUN

S.O. PASSAT

PASSAT

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

NORDPOLARGEBIET

Asiat. Cyklone

Nordpol

K. Horn

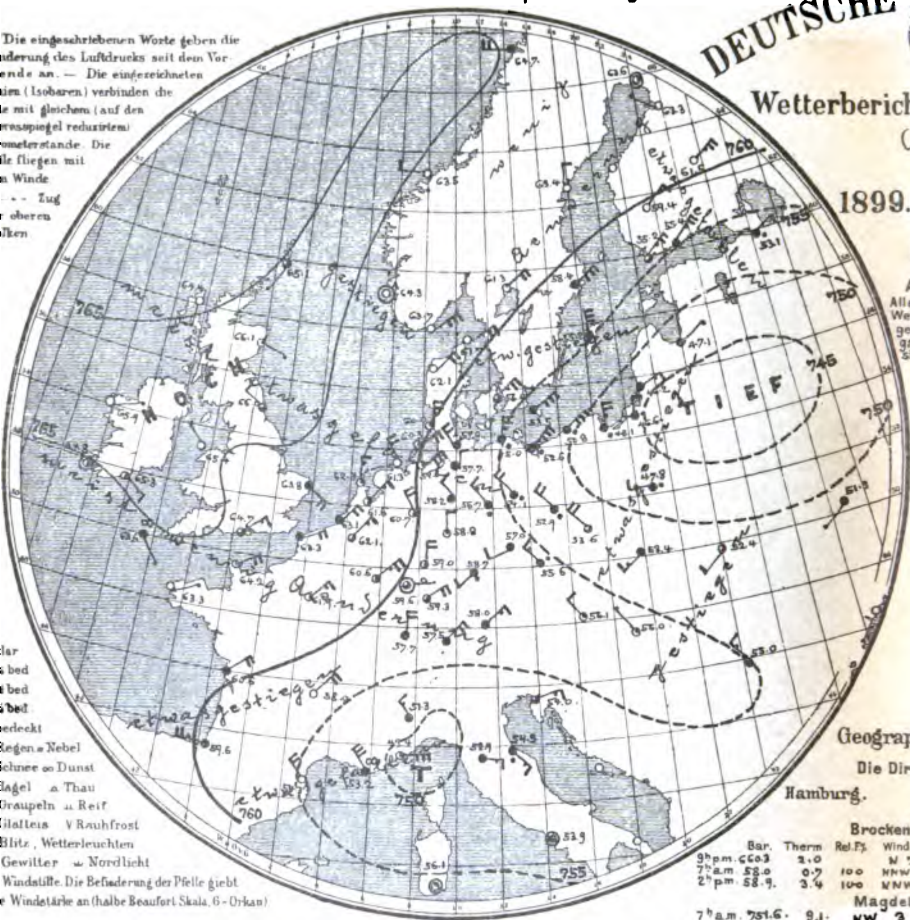
750 755 760 765 770

70 60 40 20 0 20 40 60

120 100 Westl. 80 Länge 60 40 20 Merid. v. Greenw. 0 20 40 60 Östl. 80 Länge 100 120 140 160 180

—— *Isobaren oder Linien gleichen Luftdrucks. Barometerstände (760) in Millimetern* ⟶ *Vorherrschende Windrichtung,* ⟶ *stürmische Winde,* ⟶ *schwache Winde,* ⟶ *beständige Winde,* °°°°° *häufige Windstillen.*

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG am 8, resp. 7 Uhr Morgens.



gestern

LUFTDRUCK, WIND, BEWÖLKUNG

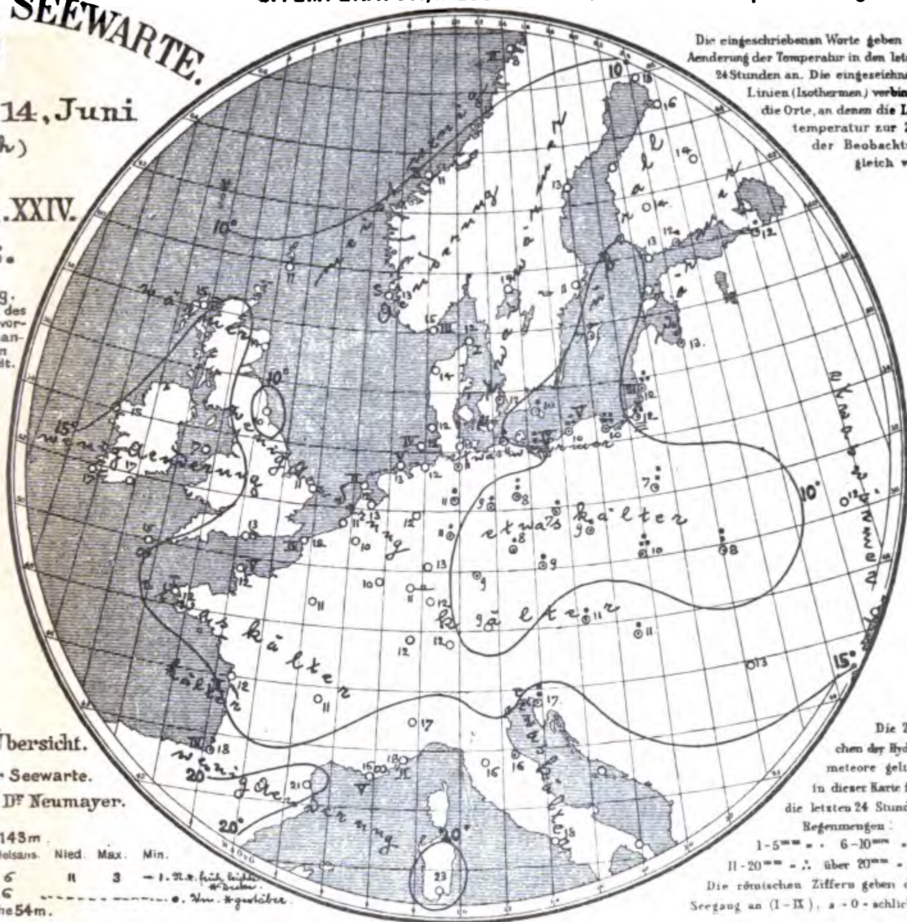
gestern

2h p.m.

UND TEMPERATUR

(eingeschriebene Zahlen - ganze Grade)

8h p.m.



Allgemeine Uebersicht der Witterung am 14. Juni, 8(7) Uhr Morgens.

Wenig verändert liegt der höchste Luftdruck über den Britischen Inseln gegenüber einem Minimum über Westrussland, sodass über Zentraleuropa die, in Folge der Abnahme der Luftdruckunterschiede an Stärke etwas verminderte nördliche und nordöstliche Luftströmung fortbesteht. In Deutschland dauert daher die kühle und vielfach regnerische, heute mit Ausnahme der Nordseeküste überall trübe Witterung fort; Neufahrwasser hatte 44 mm Niederschlag.

Aussichten für die Witterung des 15. Juni in:

Nordwestdeutschland: Etwas wärmeres, stellenweise heiteres Wetter mit mässigen Winden aus nördlichen Richtungen, keine oder geringe Niederschläge.

Ostdeutschland: Kühles Wetter mit Regenfällen und wechselnder Bewölkung und vielfach frischen Winden aus nördlichen Richtungen.

Süddeutschland: Kühles Wetter mit wechselnder Bewölkung und meist schwacher Luftbewegung, stellenweise Regen.

Abth. III. i. V. [illegible]

-Minimum.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reducirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde

---- Zug der oberen Wolken.

O klar
◔ ¼ bed.
◑ ½ bed.
◕ ¾ bed.
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
✱ Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⩍ Thau
△ Graupeln ⩍ Reif
∼ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
T ϟ Gewitter ⌣ Nordlicht
◉ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 - Orkan)

DEUTSCHE

Wetterbericht

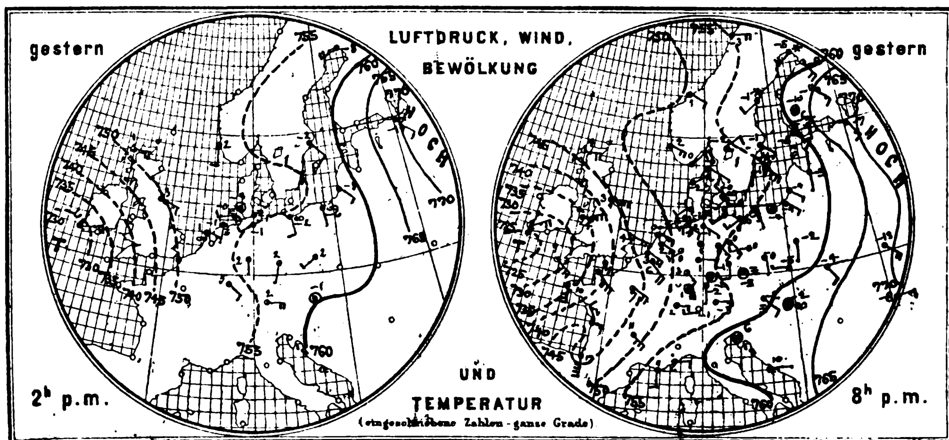
1899. Ja

Anm
Alle im
Wetterb
gedruc
gaben
sich a

Geographis
Die Direkti
Hamburg.

Brocken: Se
Bar. Therm. Rel.F. Wind We
9h p.m.
7h a.m.
2h p.m.

Magdeburg
7h a.m.





SEEWARTE.

: vom 29. Dezember

(...ittag)

Jahrg. XXIV.

№ 363.

...merkung.
...n Schema des
...erichtes vor-
...ickten Zeiten
...n beziehen
... auf Ortszeit.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.

Die Zeichen der Hydrometeore gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden.
Regenmengen:
1-5^{mm} = · 6-10^{mm} = :
11-20^{mm} = ∴ über 20^{mm} = ::
Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I - IX), = - 0 - schlicht.

...sche Übersicht.
...ion der Seewarte.
Dr Neumayer.

...höhe 1143 m
...tt. Niveau. Nied. Max. Min.

...: Seehöhe 54 m.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 29. Dezember, 8(7) Uhr Morgens.

Ein Minimum von etwa 715 mm, im Kanal stürmische Südwinde verursachend, liegt südlich von Irland und beherrscht Wind und Wetter von Westeuropa. Das Hochdruckgebiet über Russland hat an Höhe abgenommen. In Deutschland, wo vielfach geringe Niederschläge stattgefunden haben, ist das Wetter trübe und im Westen regnerisch, die Morgentemperatur liegt im Westen fast überall über dem Gefrierpunkte und dem Mittelwerthe.

N. B.: Um 4¼ h Nm. Küste von Borkum bis Rügen gewarnt.

Aussichten für die Witterung des 30. Dezember, in:

Nordwestdeutschland: Mildes, meist trübes Wetter mit Niederschlägen und stark auffrischenden südlichen und südwestlichen Winden.

Ostdeutschland: Mildes, meist trübes Wetter mit Niederschlägen und auffrischenden südlichen Winden.

Süddeutschland: wie Nordwestdeutschland.

Abth. III. Dr J. van Bebber.

...Minimum.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Änderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.

—·—·— Zug der oberen Wolken.

DEUTSCHE

Wetterbericht

1899. Ja

Nº

Anm

Alle im Wetterb. gedruck gaben sich a

O klar
◔ ¼ bed.
◑ ½ bed.
◕ ¾ bed.
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
✱ Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⩍ Thau
△ Graupeln ⊔ Reif
∾ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
Tϟ Gewitter ⩊ Nordlicht
◎ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

Geographis

Die Direktio

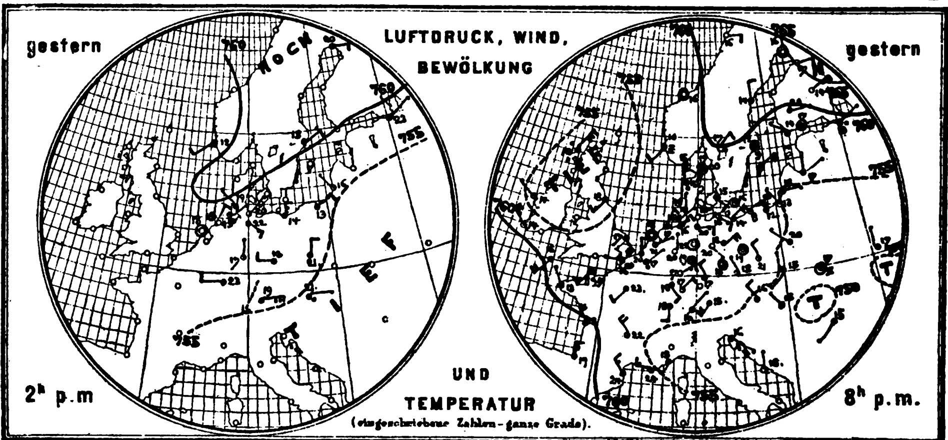
Hamburg.

Brocken: See

	Bar.	Therm.	Rel.F.%	Wind	We
9h pm.	661.4	10.2		NNE 3	
7h a.m.	60.4	14.1		E 2	
2h p.m.	59.8	15.0		SE 4	

Magdeburg:

7h a.m. 751.9. 14.5. SE



Gewitte



SEEWARTE.

vom 19. Juni

Montag)

ahrg. XXIV.

º170.

merkung.
Schema des
berichtes vor-
chten Zeiten-
n beziehen
auf Ortszeit.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.

Die Zeichen der Hydrometeore gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden. Regenmengen: 1-5mm = · 6-10mm = : 11-20mm = ∴ über 20mm = ::
Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I–IX), s = 0 = schlicht.

ische Übersicht.
tion der Seewarte.
Dr Neumayer.

Seehöhe 1143m
Mittelsans. Nied. Max. Min
4 0 14 8.
Seehöhe 54m.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 19. Juni, 8(7) Uhr Morgens.

Die gleichmässige Luftdruckvertheilung dauert auf dem ganzen Gebiete fort. Ein Hochdruckgebiet hat sich über Nordeuropa ausgebildet, während eine flache Depression mit schwacher Luftbewegung die Britischen Inseln überdeckt. In Deutschland ist das Wetter ruhig, vorwiegend heiter ohne erhebliche Wärmeänderung; in den centralen und südlichen Gebietstheilen fanden Gewitter statt, stellenweise ist etwas Regen gefallen.

Aussichten für die Witterung des 20. Juni in:

Nordwestdeutschland: Vorwiegend trübes Wetter mit schwacher Luftbewegung und geringerer Tagestemperatur. Vielfach Gewitter.

Ostdeutschland:
Süddeutschland: } wie Nordwestdeutschland

Abth. III. Dr J. van Bebber

ersäcke.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG am 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.

---- Zug der oberen Wolken

HOCH

TIEF

T

765 760 755 750 745

O klar
◔ 1/4 bed
◑ 1/2 bed
◕ 3/4 bed
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
* Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⌒ Thau
△ Graupeln ⊔ Reif
~ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
T Gewitter ⌣ Nordlicht
◎ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 – Orkan)

DEUTSCHE

Wetterbericht

(Nr

1899. J

N

Ann
Alle im
Wetter
gedruc
gaben
sich a

Geographi

Die Direkt

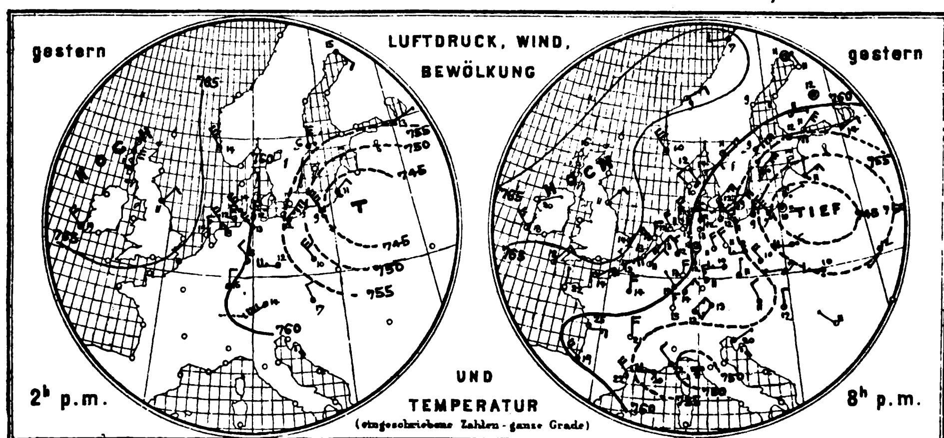
Hamburg.

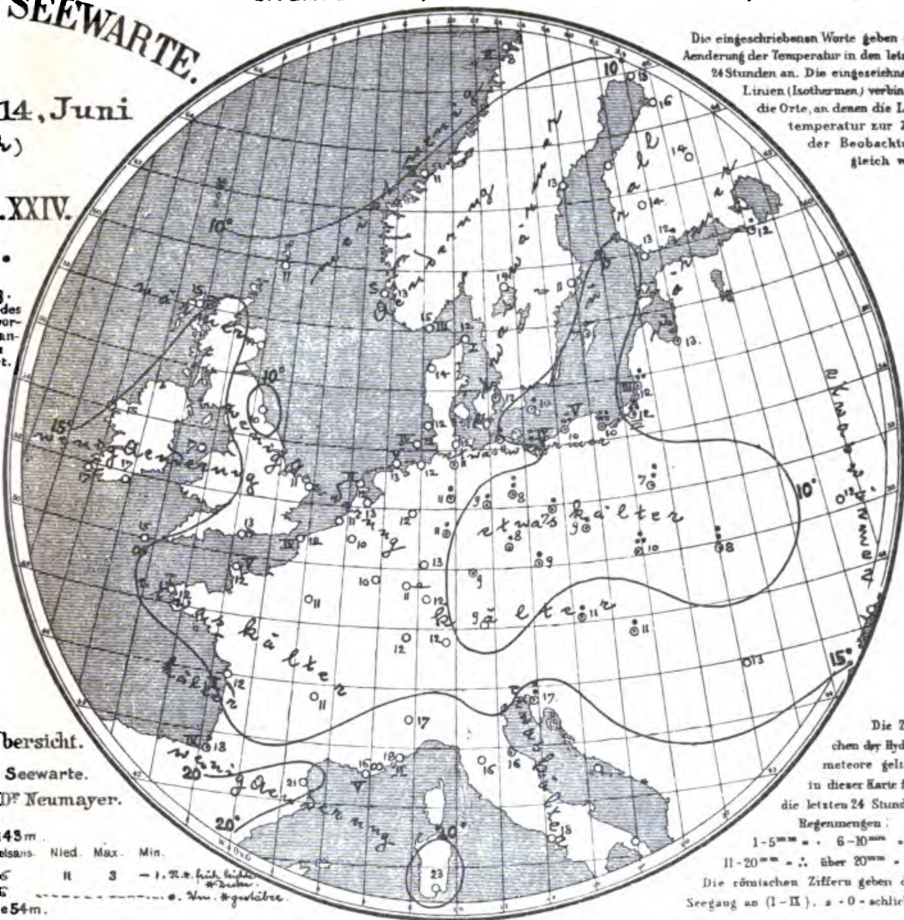
Brocken: S

	Bar.	Therm.	Rel.F.	Wind
9h p.m.	660.3	2.0		N 7
7h a.m.	58.0	0.7	100	NNW 7
2h p.m.	58.9	3.4	100	NNW 7

Magdeburg

7h a.m.	751.6	9.1	NW 3





Allgemeine Uebersicht der Witterung am 14. Juni, 8(7) Uhr Morgens.

Wenig verändert liegt der höchste Luftdruck über den Britischen Inseln gegenüber einem Minimum über Westrussland, sodass über Zentraleuropa die, in Folge der Abnahme der Luftdruckunterschiede an Stärke etwas verminderte nördliche und nordöstliche Luftströmung fortbesteht. In Deutschland dauert daher die kühle und vielfach regnerische, heute mit Ausnahme der Nordseeküste überall trübe Witterung fort; Neufahrwasser hatte 44 mm Niederschlag.

Aussichten für die Witterung des 15. Juni in:

Nordwestdeutschland: Etwas wärmeres, stellenweise heiteres Wetter mit mässigen Winden aus nördlichen Richtungen, keine oder geringe Niederschläge.

Ostdeutschland: Kühles Wetter mit Regenfällen und wechselnder Bewölkung und vielfach frischen Winden aus nördlichen Richtungen.

Süddeutschland: Kühles Wetter mit wechselnder Bewölkung und meist schwacher Luftbewegung, stellenweise Regen.

Abth. III. i. V.

Minimum.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Börnstein, Wetterkunde. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Cumulonimbus.

Tafel XIII.

VERTEILUNG DES LUFTDRUCKS U. DER WINDE.

200 220 Östl. 240 Länge 260 Merid. 0 v. Gr. 40 60 80 100 120 Östl. 140 Länge 160 180

Arktische Anticyklone

NORDPACIFISCHE CYKLONE

Nordamerikan. Anticyklone

NORDATLANTISCHE CYKLONE

Asiatische Anticykl.

NORDPACIF. CYKL.

N.O. PASSAT

N.O. PASSAT

N.W. MONSUN

N.O. PASSAT

N.O. MONSUN

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

Afrik. Cyklone

S.O. PASSAT

S.O. PASSAT

NORDPOLARGEBIET

Arktische Anticyklone

Nordpol

K. Hoorn

ANTARKTISCHES WINDGEBIET

JANUAR





——Isobaren oder Linien gleichen Luftdrucks. Barometerstände (760) in Millimetern ⟶ Vorherrschende Windrichtung, ⟶ stürmische Winde, ⟶ schwache Winde, ——⟶ beständige Winde, °°°°° häufige Windstillen.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirten) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.

—— Zug der oberen Wolken

O klar
◔ ¼ bed
◑ ½ bed
◕ ¾ bed
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
* Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⌂ Thau
△ Graupeln ⌴ Reif
∼ Glatteis ∨ Rauhfrost
ϟ Blitz ⟨ Wetterleuchten
Tϟ Gewitter ⌣ Nordlicht
⊙ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

DEUTSCHE

Wetterbericht

(Frei

1897. J

Nr

Anm

Alle im

Wetterbe

gedruck

gaben

sich au

Geographis

Die Direkti

Hamburg.

Brocken: See

	Bar.	Therm	Rel.F%	Wind	We
9h p.m.	669.0	7.1		NNW 9	
7h a.m.	667.3	5.0		NNW 9	
2h p.m.	666.9	9.5	100	NNW 8	

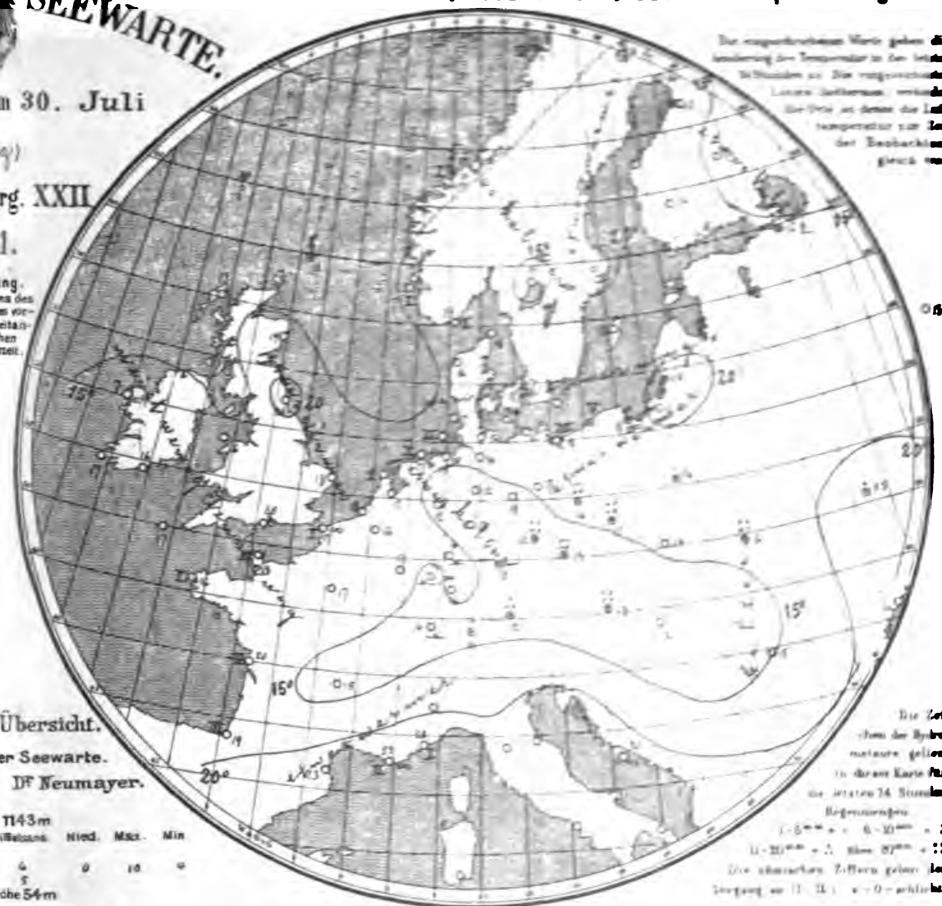
Magdeburg:

7h a.m.	760.0	13.2		NW 4

LUFTDRUCK, WIND, BEWÖLKUNG UND TEMPERATUR

(eingeschriebene Zahlen = ganze Grade)

Landregen und U



Allgemeine Uebersicht der Witterung am 30. Juli, 8(7) Uhr Morgens.

Zwischen Hochdruckgebieten über dem Innern Rußlands und der Westhälfte des Erdtheils, wo der Luftdruck über den britischen Inseln und Nordfrankreich, 770 mm übersteigend, am grössten ist, liegt eine umfangreiche Depression zwischen der Ostsee und dem Schwarzen Meer. Bei schwachen, im Osten mäßigen bis starken, westlichen bis nördlichen Winden ist das Wetter in Deutschland im Süden mehrfach heiter, sonst meist trübe, die Morgentemperaturen liegen außer im Nordosten unter der Normale; im Osten und im Süden fiel Regen, in Chemnitz 22, Grünberg 36, Breslau 56 mm. Auch Nordösterreich hatte starke Regenfälle, Wien 33, Prag 59, Lemberg 31 mm.

Aussichten für die Witterung des 31. Juli in:

Nordwestdeutschland: Etwas kühleres Wetter mit zunehmender Bewölkung und mäßigen nördlichen Winden, stellenweise Regen.

Ostdeutschland: Veränderliches, meist kühles Wetter mit Regenfällen und vorwiegend schwacher Luftbewegung.

Süddeutschland: Wie Ostdeutschland.

Abth. III. I. V. Köppen.

berschwemmung.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.